"九五"中国石油天然气总公司级重点教材



层序地层学

朱筱敏 编著



石油大学出版社



责任编辑 李 锋
封面设计 荣 治

定价 [illegible]元



ISBN 7-5636-1335-8
9 787563 613359 >

层序地层学

朱筱敏　编著

石油大学出版社

内容提要

本书系统阐述了经典层序地层学、陆相湖盆层序地层学、高分辨率层序地层学和成因地层层序的基本原理和概念体系，详细描述了被动型和主动型盆地海相碎屑岩和碳酸盐岩层序地层、坳陷型和断陷型陆相湖盆层序地层样式，明确了层序地层学研究成果在油气田勘探开发中的应用前景，讨论了层序地层研究内容和综合研究方法，分析了控制层序地层构型的主要因素。本书不但注重不同学派层序地层研究的系统理论性，而且强调了层序地层学在油气勘探开发中应用的实践性。

本书不仅可以作为高等院校研究生及本科生的教材，而且可以供从事沉积学、石油地质学、含油气盆地分析等地质学科的科研技术人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

层序地层学/朱筱敏编著.-东营：石油大学出版社，2000.4
ISBN 7-5636-1335-8

Ⅰ.层… Ⅱ.朱… Ⅲ.地层层序-地层学 Ⅳ.P53

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 17368

层序地层学
朱筱敏 编著

责任编辑：李 锋(电话 0546—8392139)
封面设计：傅荣治

出 版 者：石油大学出版社（山东 东营，邮编 257062）
网 址：http://sunctr.hdpu.edu.cn/~upcpress
电子信箱：upcpress@sunctr.hdpu.edu.cn
印 刷 者：石油大学印刷厂
发 行 者：石油大学出版社(电话 0546—8392563)
开 本：787×1092 1/16 印张：13.625 字数：362 千字 插页 4
版 次：2000 年 4 月第 1 版第 1 次印刷
印 数：1-1000 册
定 价：22.00 元

序

20世纪80年代诞生的层序地层学被认为有可能为沉积岩分析的应用提供一个完整统一的地层学概念，它像板块构造学说曾经提供一个完整统一的构造概念一样，改变了分析世界地层记录的基本原则。因此，它可能是地质学中的一次革命，开创了了解地球历史的一个新阶段。

80年代末引入我国的由研究被动大陆边缘盆地而建立的层序地层学理论和方法，在我国陆相盆池的研究中得到了充实和完善。朱筱敏教授通过阅读大量国内外资料和亲身实践而总结编写的《层序地层学》即将问世，在付印之前本人有幸先读了朱筱敏教授的著作，颇有感想。本书以层序地层学的基本原理为主线，以在层序地层学原理指导下的油气勘探和开发为目的而层层展开；把地质(包括地下的和露头的)、古生物、同位素测年、地震、测井、油藏模拟和油藏工程等多种学科全面有机地统一起来，并娴熟地进行应用。反映出编者功底的扎实和有关层序地层学知识的广博，并体现出编者对层序地层学研究的独到深入的见解。而且编者以其科学合理的思维和深刻的了解从浩如烟海的文献中进行重点选取并加以去粗取精、去伪存真地筛选、整理和组合，通过精湛的笔调和流畅的语言文字把深邃的层序地层学理论阐述得通俗易懂，读来朗朗上口。

本书包括第一章绪论、第二章至第九章、结论和参考文献等十一个部分。绪论提纲挈领地介绍了层序地层学的发生、发展的历史过程，对国际地学界的影响及其理论性和实践性，对当前层序地层学研究中所面临的问题和争论的症结作了综合的分析；对层序地层学发展的未来进行了展望，特别是对中国层序地层学研究的进展作了实事求是的分析和乐观的预测，这对广大层序地层工作者是一个鞭策和鼓励。

第二章“层序地层学基本原理”以 Vail 等学者的沉积层序地层学理论为依据，抓住了层序地层学的基本原理、概念体系这个核心，对大量新名词、新概念进行了严格的定义和解释，概念清晰，保持了原汁原味；对全球海平面在地质历史过程中的变化情况及其周期性以及由此而产生的层序级别进行了分析，提出了一些值得商榷的问题。

第三章“准层序和准层序组”中，编者抓住了层序地层学研究中最重要而且易出问题的结点和基本单元单列一章进行论述，可见编者的用心良苦。在这一章中细致地论述了准层序和准层序组的沉积特征、准层序边界识别、空间相变关系，特别强调了准层序(组)概念应用在地层对比中的作用及其准确性、客观性，对指导地层对比具有重要意义。

第四章至第六章是本书的重点，也是层序地层学理论和概念具体在海相碎屑岩、海相碳酸盐岩和陆相湖盆沉积中的应用，检验理论在解决实际问题中的效果。由于不同环境中层序地层形成的主控因素的不同、概念格架的差异，需要全面考虑各种因素，通过不同的方法，建立不同的模式，有针对性地去解决不同的问题，不能生搬硬套，而是要依据实际情况作创造性的总结和升华。

第七章“高分辨率层序地层学”和第八章“成因地层层序分析”是在全面介绍沉积层序地层学的基础上对不同学派的理论进行介绍和分析，实事求是地介绍了高分辨率层序地层学和成因地层层序分析的理论基础和基本概念及在油气勘探中的意义，使读者开阔眼界，增长知识。

第九章“层序地层学研究方法”明确地提出了层序地层学的研究内容和必须采用的方法。

内容丰富，条理清晰，方法新颖科学，涉及的学科面广，确实能解决实际问题，使读者感到虽身处波涛连天的岸边，但对到达彼岸却毫无畏惧，充满信心。

总之，该书资料丰富详实，定义论述科学正确，语言表达简明流畅，理论与实例紧密结合，图表精美，是一本全面、系统地论述和介绍层序地层学原理与实际资料的优秀著作。是从事沉积学、石油地质学、沉积盆地分析以及一切从事沉积矿藏勘探的研究人员和研究生研究和学习的良师益友。该书的出版必将推动我国海陆相层序地层学的发展，为沉积矿藏的勘探发挥重要作用。

中国石油天然气集团公司勘探开发科学研究院

顾 家 裕

1999年11月于北京

前　言

当代地球科学正在不断地朝着全球化、科学化、综合化和数量化的方向发展，这就要求人们不断地修改传统的地质观点，充分地利用多种信息，使众多地学分支学科相互交叉渗透，产生新的边缘学科，以满足或适应地球科学的迅速发展。20世纪80年代末期诞生并被人们广为接受的层序地层学正是顺应了地球科学发展的历史潮流，它的出现在沉积学、地质学以及一切与沉积岩相关的科学领域引起了极大的震动。层序地层学概念在沉积岩分析中的应用有可能提供一个完整统一的地层学概念，就像板块构造学说曾经提供一个完整统一的构造概念一样。层序地层学改变了分析世界地层记录的基本原则，因此，它的出现可能是地质学中的一次革命，开创了了解地球历史的一个新阶段。

层序地层学是研究以侵蚀面或无沉积作用以及可对比的整合面为界的、具有成因联系并具旋回性的、地层年代格架内岩石关系的一门地质学科。它不但提出了一套全新的概念体系，而且所划分确定的层序和体系域与特定的沉积体系、岩相和油气富集地区密切相关。它能提供一种更准确的年代地层对比框架，通过恢复古地理面貌，在钻前预测烃源岩、储集层和盖层的组合关系，预测潜在的地层岩性油气藏分布区和可能的成藏组合。很显然，尽管层序地层学发展历史很短，但它已在地质理论研究和寻找沉积矿产等诸多方面展现出了强大的生命力，已在全球范围内掀起了层序地层学研究的热潮。因此，有必要总结国内外不同学派层序地层学的研究成果，结合中国海陆相盆地具体地质特征，编著《层序地层学》教材，以发挥层序地层学在推动地球科学发展、产生新兴边缘交叉学科、提高沉积矿产勘探开发效率等方面的积极作用。

基于上述多方面原因，本教材不仅介绍了不同学派层序地层学的基本理论和概念体系，而且强调了如何利用露头、钻井、测井和地震资料以及大量室内分析资料进行层序地层分析，建立层序地层样式，寻找地层岩性圈闭的勘探方法和技术，努力使层序地层学基础理论研究与生产实践紧密结合起来。本书共由九章构成。第一章简明介绍了层序地层学的形成和发展，以及层序地层学面临的问题和发展趋势；第二章阐述了层序地层学的理论基础和概念体系，指出了全球海平面变化特征及其与层序之间的关系；第三章表述了层序内部准层序和准层序组的基本特征；第四章从被动型和活动型边缘盆地类型出发，详细讨论了不同地貌形态盆地的层序地层样式及其与油气勘探的关系；第五章根据碳酸盐岩沉积背景，阐明了缓坡型、斜坡型和孤立台地型碳酸盐岩的层序地层特征；第六章在总结对比海陆相盆地地质特征的基础上，讨论了坳陷型和断陷型湖盆层序地层样式及其与油气勘探的关系；第七章和第八章分别介绍了高分辨率层序地层学和成因地层层序的理论基础和基本概念，以及在海陆相地层研究中的应用；第九章介绍了层序地层学的基本研究内容、层序边界识别标志和层序年代标定的方法，阐述了海(湖)平面升降变化、沉积物供给、盆地沉降和气候变化及可容空间的分析方法，明确了层序地层的综合研究方法。总之，本书的编著注意反映国内外层序地层学的前沿动态；注重介绍层序地层学理论与研究方法、强调不同类型盆地层序地层特征和主控因素的差异性；努力阐明层序地层学与油气勘探开发、提高油气勘探效率的关系。作者希望该书的出版对我国层序地层学研究的进一步深化起到积极作用。

承蒙中国石油天然气集团公司石油勘探开发科学研究院博士生导师顾家裕教授级高级工

程师审阅了书稿并提出了许多宝贵意见。该书的出版得到了中国石油天然气集团公司教材编译室、石油大学出版社、石油大学教务处和地球科学系领导和专家们的大力支持和帮助，在此深表谢意。并感谢黄欣在书稿录入过程中所做的工作。

尽管作者尽力编著这本教材，但由于作者知识水平有限，在编著该书过程中难免有不足之处，恳请读者批评指正。

作　者

1999 年 12 月

目　　录

第一章 绪　论

第一节 层序地层学的形成和发展

层序地层学是根据露头、钻井、测井和地震资料，结合有关沉积环境和岩相古地理解释，对地层层序格架进行地质综合解释的地层学分支学科。它是划分对比和分析沉积岩的一种新方法。当它与生物地层学及构造沉降分析相结合时，便提供了一种更为精确的以不整合面或与之可对比的整合面为边界的地质时代对比、岩相古地理再造和钻前预测生储盖地层的方法。从本质上讲，层序地层学分析提供了被称为层序和体系域成因地层单元的年代地层格架。这些层序和体系域的几何形态及地层叠置样式是由海平面相对变化造成的，它们与特定的沉积体系和油气产出具有密切的联系。对于油气勘探来说，层序地层学具有良好的理论和实际预测作用。从理论上讲，通过对海(湖)平面相对变化的研究，可以预测尚未钻探地层的年代，预测某些体系域的地层叠置样式和分布范围，科学地推测盆地沉积充填历史和地质发展史。从实际情况来看，通过体系域和沉积岩相分布规律以及高分辨率地震勘探研究，可以预测形成油气藏及其它沉积矿产的有利地区，预测钻前油藏类型和油层产量及已开发油田的扩边和开发效率。因此，层序地层学受到了人们的广泛关注。

层序地层学是一门相对新兴的地层学分支学科，它是在20世纪70年代地震地层学的基础上发展起来的，它的发展历史大体可以划分为概念萌芽阶段(1949～1976年)、地震地层学形成和发展阶段(1977～1987年)及层序地层学综合发展阶段(1988年以后)。

一、概念萌芽阶段

众所周知，作为地质学发生、发展的核心和理论基础的地层学已有200多年的历史了。在全球许多地质学家的努力下，相关的地层学分支学科，如年代地层学、生物地层学、岩石地层学、磁性地层学、同位素地层学、旋回地层学、事件地层学、生态地层学以及定量地层学都得到了迅速、系统的发展。这些地层学分支学科的出现和发展极大地推动了地层学的理论发展和技术进步。在地层学不断发展完善的背景下，与地层学相关的学科，如古生物地史学、沉积学、构造地质学、石油与天然气地质学、煤田地质学、地球化学等学科也得到了快速发展。反过来，它们又促进了地层学的发展与深化。地层学，特别是地层学的核心——国际地层表(或国际地质年代表)成了讨论任何与沉积学有关问题的准绳和尺度。为了维护这一准绳和尺度的权威性，地层学家于20世纪30年代就推出了国际地层命名和分类指南。为了完善这些地层命名和分类，国际地球科学联和会还在世界各地寻找地层标准剖面，作为最完善的地层对比标准。1960年，中国地层委员会编著了《地层规范草案及地层规范草案说明书》。1981年，中国地层委员会又出版了《中国地层指南及中国地层指南说明书》，作为地层划分对比的指南。但是，若深入分析现有国际地层年代表及其指南，就会发现以下两个根本性的问题：①地层表中各代、纪、世、期的命名是人为的、主观的，没有反映出各地质时代的地质特征和它们的内在成因联系。②地层划分指南中提出的生物地层、年代地层和岩石地层是一个三元分类系统，而没有把此三元分类系统统一到带有纵向成因演化特征的年代地层单元这一最根本的客观标准上，从而造成了

各地区地层划分和对比的矛盾以至混乱。当然，在当时的科技水平下，要消除这些矛盾是困难的或者是不可能的。然而不彻底解决上述根本性的两个地层问题，则将会阻碍地质科学的发展，特别是地学在预测性和定量化方面的发展。而 20 世纪 80 年代末期发展并不断完善的层序地层学则试图来说明不同地质时代的地层成因关系。

层序地层学的诞生和发展首先得益于层序概念的提出。早在 1788 年，Hutton 首次指出不整合面是区分隆起、剥蚀和沉积旋回的物理界面。19 世纪中叶，在 Lyell 和 Agassiz(1835，1840)提出的冰川理论中就初步讨论了海平面变化与构造作用之间的关系。1906 年，Suess 发展了冰川理论并进一步讨论了海平面升降与沉积物上超和下超之间的关系。1909 年，Chamberlin 发表文章，论述了地壳运动控制了世界范围内的海平面变化。从这个意义上，可以认为 Chamberlin 是当代层序地层学的先驱。后来，几位美国地质学家继承发扬了 Chamberlin 的思想，以全球不整合为边界来恢复地质历史时期的沉积环境。令人不可思议的是，L. Sloss、Krumbein 和 Dapples 于 1949 年在同一次学术会议上提出了地层层序的概念，即"层序是以主要区域不整合为边界的地层集合体"，并利用北美克拉通地质资料，在寒武系至侏罗系 8 个系的地层单元中识别划分出了 4 个地层层序，从而开始了以层序作为地层单元来研究地层特征的新阶段。1963 年，L. Sloss 等人又将北美克拉通前寒武纪最晚期到全新世地层划分成以区域不整合为边界的 6 套层序并以印第安部落名称进行命名，以强调层序研究起源于北美。L. Sloss 认为，层序是比群和超群更高一级的岩石地层单位，它不一定适用于克拉通以外和大陆以外地区的岩石地层学和年代地层学研究。尽管克拉通层序概念为当今层序地层学的诞生和发展奠定了基础，但 L. Sloss 的思想，仅被他的学生和朋友 P. Vail 和 Wheeler 等人所接受。所以，在 1975 年，国际地层分类委员会把"层序"从岩石地层系统中分了出来，并命名为构造层(Synthem)。

二、地震地层学形成发展阶段

在这个阶段，许多地质理论和方法得到了迅速发展。例如，人们可以利用同位素年代测定、古地磁测量和超微生物分带研究成果确定地层的地质时代；可以利用沉积学、古生态学、碳氧同位素的理论方法判断古沉积环境、古水深、古气候、古水温和沉积基准面的变化；利用板块构造理论、地球物理和盆地分析方法分析地壳的垂向升降、横向伸缩以及各种构造活动、火山活动、重大地质事件发生的时代和规模；特别是由于高分辨率数字地震勘探技术的发展，地质学家可以得到比较精确的能够反映地下地层形态、岩性、物性、流体性质的不同维数的图像。这些不同类型的地震图像极大地扩大了人们对地下复杂地质现象的透视视野，为人们提供了以前难以想象的地下地层三维展布及地质体之间的相互接触关系。例如，人们可以从地震剖面中识别为数众多的地层之间的不整一关系，以及反映不同沉积体成因类型的多种地震反射的内部结构和外部形态，从而促使人们更加深入地研究世界各地的地震反射剖面特征，并把它们与露头、钻井和测井资料结合起来。人们开始发现，地震反射终止关系是有周期性的，据此促使 P. Vail 等人(1977)提出了一门新的学科——地震地层学。

地震地层学是层序地层学发展的第二个重要时期，是以 P. Vail 等人提出地震地层学概念体系和出版《地震地层学》(C. E. Payton 主编，1977)为标志。地震地层学是一种利用地震资料进行地质综合解释的学科。它认为，由于岩层中产生地震反射的物性界面主要是具有速度一密度差异的层面和不整合面，所以可将这类界面作为划分年代地层单位的主要依据。地震地层学的核心是海平面升降旋回变化的周期性，基础是以不整合为边界的沉积层序的识别。根据

Mitchum(1977)的定义,“沉积层序是由相对整一、连续的,在成因上有联系的地层组成的、顶底以不整合面或与之相对应的整合面为界的地层单元”。一定的沉积层序代表的时间段可以因地而异,但某个层序的范围却限于等时界面之间。因此,它可以为地层对比和沉积相分析提供一个理想的年代地层格架。

P. Vail 的层序地层学思想起始于他在 Sloss 指导下读研究生期间,他在自己的层序地层学理论中对 Sloss(1949)提出的层序作了两个方面的重要修订。第一,Vail 和 Mitchum(1977)的层序比 Sloss(1949)的层序包容的时间更短,北美显生宙 6 个克拉通层序可以被划分得更细。Sloss 的层序相当于 Vail 和 Mitchum 所提出的超层序(Supersequence)。第二,Vail 等认为,全球海平面升降是层序形成演化的主要驱动机制。1987 年,Haq 等人再次发表了全球海平面旋回变化图表。对于海平面升降变化曲线的“锯齿状特征”,人们进行过大量热烈的讨论,尽管仍然有人对于把沉积层序与全球海平面变化联系在一起的概念性模式持怀疑态度(A. D. Miall,1986),但是,不管怎么说,随着地震反射技术的日臻完善,层序可作为一种可行的以不整合面为边界的地层单元进行地层综合分析,这要比 Sloss(1949)最初的克拉通层序概念更加细致合理,是一次理性概念的飞跃。

地震地层学多在盆地规模上利用地震资料,对地层结构、沉积相类型和分布进行盆地综合分析,但很少利用露头、钻井和测井资料进行层序地层综合分析,因此,不能在油气藏范围内为沉积地层分析提供必要的精度。

三、层序地层学综合发展阶段

尽管地震地层学理论解决了层序形成问题,但并未明确层序内部地层的彼此关系和空间展布特征,并且地震地层学主要应用地震资料在盆地范围内进行盆地分析工作,所以,Vail 等人在吸取其他地质学家建议的同时,进行了大量的露头、测井、海洋地质和地震资料的综合研究,利用层序地层、磁性地层、年代地层以及生物地层中所反映的海平面变化和同位素年龄等大量资料,编制了中生代以来的年代地层和海平面旋回曲线图,厘定了不整合面、海平面变化的概念,并强调地震剖面、测井和地面露头的综合研究是识别海平面变化的重要手段。

1988 年,正式出版了由 Wilgus 主编的《海平面变化综合分析》(1993 年中译本更名为《层序地层学原理》)。1989 年,随继出版了 Sangree 和 Vail 等的《应用层序地层学》。在这两本专著中,他们以全球性海平面变化为主导因素,系统、全面地阐明了层序地层学的基本理论、关键性术语的定义、解释程序和工作步骤。1991 年,Vail 等又在 Einsele 等主编的《层序旋回和事件》一书中,发表了《构造运动、全球海平面升降及沉积作用的地层标志综述》,再次强调,地层层序是由于构造运动、全球海平面升降、沉积作用及气候变化等地质作用相互作用面产生的。同时,也突出了不同级别构造作用对地层层序的影响,提出了一整套将层序地层分析、沉降史分析和构造地层分析相互结合、互为补充的综合地层分析方法,特别将构造地层分析概括为 9 个步骤,突出构造沉降史与不整合面的研究,注意沉积充填史、构造型式与古应力条件的分析,高级别构造运动、构造条件与板块构造运动的关系等。1991 年,由 D. I. Macdonald 主编的《活动边缘的沉积作用、构造运动和全球海平面变化》一书,进一步把层序地层研究扩展到活动大陆边缘。

进入 90 年代以来,层序地层学进入了理论研究和生产应用全面发展的时期。理论上出现了多种学派,如以基准面旋回与过程——响应原理为理论依据,以地质、地球物理方法为手段的 T. A. Cross 高分辨率层序地层学学派,以及由 W. E. Galloway 创立的、在国际学术界与石

油工业界有重要影响的成因地层学派等。实践上，层序地层学开始深入到油气勘探开发的各个阶段，如油田开发层序地层学研究用于采油，细粒岩层序地层学研究用于地球化学(S. Greaney 和 Q. R. Passey，1993)等。层序地层学已成为油气勘探开发各个阶段不可缺少的内容。以最大的石油公司 Exxon 为例，从盆地分析到圈闭的成因解释，从油藏描述、数值模拟到后续动态模拟，从勘探开发各个阶段的软件开发到油藏管理，都直接或间接地应用到层序地层学的理论、方法或研究成果，甚至还以已知油气田与层序地层的关系为基础编制新区勘探开发的指导模式。所以，全球沉积地质委员会(GSGC)正式将层序地层学和全球海平面变化纳入全球沉积学计划，将层序地层学推向学科前沿。1989 年，AAPG 在《层序地层学应用》一书的前言中提出："你要成为 90 年代的石油地质学家、地球物理学家、石油公司经理和管理人员吗？那么，务必请你读一读《层序地层学应用》这本书吧"。Vail 等人认为："层序地层学概念在沉积岩分析中的应用有可能提供一个完整统一的地层学概念，就像板块构造曾经提供了一个完整统一的构造概念一样。层序地层学改变了分析世界地层纪录的基本原则，因此，它可能是地质学中的一次革命，它开创了了解地球历史的一个新阶段"。前苏联科学院主席团对层序地层学给予了很高的评价，认为层序地层学对发展地层学、沉积岩石学和构造地质学有重大贡献，而且可以大大提高油气普查勘探工作效率，预计可以得到数以十亿卢布计的经济效益。

当前，层序地层学已成为国际地质科学研究的热门课题。1989 年以来的历届 AAPG 年会以及 1992 年第 29 届国际地质学大会上，它都成为重要的讨论内容，充分展示了其在理论上、实践上以及在研究的深度和广度上所取得的长足进展。这些进展主要表现在：

① 在层序地层学的基本理论研究方面，对北美—西欧及其它地方经典露头地区进行细致的层序地层分析、对碳酸盐岩层序地层以及混积的层序地层的深入研究、对高频旋回的地面及地下分析，以及对海平面变化的认识和精确计算等方面，都有了长足的进展。在被动大陆边缘条件下，沉积层序的计算机模拟也取得了很大的进展，如对密西西比三角洲以东地区的计算机模拟结果与真实断面有相当高的拟合度，表明对控制层序形成的主要因素——海平面变化、构造沉降、沉积物补给速度以及初始深度的分析和参数的选择上是正确的。层序地层学的研究思路和方法，也正在不同类型的盆地中得到应用，并证明了其有效性。这些盆地既包括被动边缘盆地，也包括活动边缘盆地(如日本 BOSO 半岛上 Kazusu 群中的前弧盆地)；既有伸展型盆地(如北海裂谷、Neuquen 弧后盆地)，也有挠曲型盆地(如 Alberta、Denver 等前陆盆地)。除了与海相沉积盆地有关的盆地外，不少学者(包括我国的许多学者)还在近海湖盆和内陆盆地中进行了探索，提出了湖盆的三维地层模式。

② 一些新的研究方法正被引入到层序地层学研究中来。Kauffman(1991)等人提出的包括物理事件、化学事件、生物事件和复合事件的高分辨率事件地层学的概念和方法，为层序地层分析的年代地层学研究提供了新的工具。与之相近的 Moutanri 的综合地层学(Integrated Stratigraphy)方法，以及古生态学和埋藏学也被引入。Kominz 及 Boud 利用伽马方法较准确地测定了更新统及白垩系旋回沉积中的米兰柯维奇旋回，进一步证实了旋回沉积中时间的相对性和旋回的周期性这一假说。Edwards(1986)提出用高精度的 TIMS 轴系统(^{230}Th—^{234}U)年龄测定方法来研究海平面的变化，Patwilde 等利用贫碳酸盐的还原岩石中全岩的铈(Ce)异常来研究海平面的变化。这些方法的引入将进一步充实和完善层序地层学的理论系统。

W. Walter 等人(1992)明确提出，高分辨率生物地层、测井分析和地震解释是层序地层分析中相互依赖的 3 个组成部分。将高分辨率的生物地层资料、古水深资料、测井曲线特征和地震反射剖面结合起来，形成一种测井-地震层序地层学分析的新方法，用这种方法可以详细对

比层序边界及层序内部细小的沉积单元，确定它们的空间展布特征。

③ 促进了相应学科的发展，形成一些新的学科分支。这方面表现最为突出的是在沉积相的研究方面。James 和 Walker 在其《沉积相模式》的第三版中(1992)，按照海平面变化控制沉积相及相模式的思路，重新改写了这一名著。1993 年，由 Posamentier 等人主编的《层序地层学与相分析》也是在这一思想的影响下完成的。Opdyke(1990)、Fairbauks、Davic、Ererl、Ginsburg、Tucker 等，也运用层序地层学中的基本观点，进行了生物礁、碳酸盐台地以及碳酸盐层序地层模式的研究。此外，以层序地层学为生长点，一些新的学科分支正在出现，如 Akihiro Kano 的《成岩层序地层学》(Diagenetic Sequence Strarigraphy)、Braitwaite(1993)的《胶结物层序地层学》(Cement Sequence Stratigraphy)等。

④ 在层序地层学发展过程中，提出了强制性海退的概念。层序地层学认为，地层的几何形态和发育基本上受控于相对海平面的变化。强制性海退不同于正常海退，它被定义为在海平面相对下降时期，与沉积物输入量无关的、滨线向盆地方向的迁移。强制性海退通常与一个过水区、地表出露和新老岸线之间的可能河流侵蚀有关，是在早期低位体系域中形成低位前积楔的主要机制。强制性海退的解释具有较大经济意义，它能提供地下地层对比关系，为老油田的增储上产提供储层几何形态。

⑤ 在碳酸盐岩层序地层模式、泥岩层序地层学和深水区层序地层学及陆相层序地层学研究等方面取得了长足进展。研究表明，海平面变化的规模和速率对礁体的发育、碳酸盐台地中的水动力状态、沉积速率和沉积物分布起着控制作用。Tucher 认为，碳酸盐岩主要发育在海平面旋回的海侵和高位体系域中，而且不同海平面旋回时期发育着不同的碳酸盐岩沉积体系。Dernald、Carpentiner (1992)等人通过露头、钻井、测井和地震资料的综合分析，认为盆地内烃源岩的分布具有不均一性。在三级旋回盆地中，有机质分布受控于海平面变化，在四、五级旋回层序中，则受控于气候变化。许多学者认为，可以通过旋回地层学的方法，研究深水和浅水区海进、海退旋回的频率、幅度、速度和相位参数与斜坡及其相邻区层序、体系域和准层序旋回的频率、幅度、速度和相位参数的异同点，来确定、追踪对比不同相区相对海平面的变化特征。要成功地将层序地层学理论用于陆相地层，就必须全面仔细地考虑基准面和沉积物供给的变化特征。对于近海非海相环境来说，相对海平面可以被认为是地层基准面或地形基准面；对于内陆盆地，决定可容空间变化的地层基准面更加复杂多变，如河流地层为倾斜剖面，某些风成地层为潜水面，山间盆地沉积物为湖平面。在陆相层序地层中，构造活动和气候不仅影响了沉积物供给，而且决定了层序地层构型。

⑥ 总结了层序地层格架中源岩质量和有机碳总量的分布模式。海相源岩常规钻井、测井剖面揭示，有机碳总量垂向分布模式可以用层序地层学概念来解释。有机碳总量与陆源碎屑注入量成反比。若可容空间很大，远源位置的碎屑注入量就很低，使盆地沉积物中的有机碳总量百分比增大。因此，在海相层序剖面中有机碳总量的最大值可能与最大海平面相对应。

在石油勘探领域，应用这一新的理论体系和方法，已经为储集砂体的预测带来了战略性的变化，取得了重要的成就。特别是低位体系域底界面上的深切谷充填砂体的预测和发现，为寻找发现地层岩性圈闭提供了有利靶区。如 Amoco 石油公司根据层序地层研究，在 Beaufort 海和阿拉斯加发现了新的靶区；在尼日尔三角洲地区应用墨西哥湾盆地的模式和经验，在新的地震、钻井资料的基础上完成了一系列层序地层大剖面，从而发现了丰富的、有经济价值的油气圈闭；联合太平洋公司在东科罗拉多州和西堪萨斯州的工作中，应用层序地层的方法重新进行整体评价，发现了长距离延伸的深切谷充填砂体，从面在找油目标上进行了战略转变。因此，前

AAPG 主席 P. Weimer 指出:层序地层学应用以来最重要的找油新领域之一是层序界面上的谷地充填砂体。此外,我国部分研究者已经开始把这一理论应用于沉积和层控矿床的研究和预测上,并取得了一些新的认识。

在我国,早在 20 世纪 80 年代后期,地震地层学的理论和方法已在石油部门率先使用。1990 年,钱凯翻译的《层序地层学应用》公开出版,贵州区调队魏家庸等(1991)翻译的《海平面变化综合分析》的部分文章也广为流传。从此,层序地层学在我国地学界逐渐流传开来。徐怀大、李思田、刘宝珺等研究者,在石油、区调、煤田和盆地分析方面,都引用了这一理论并作了许多开拓性的工作。部分地质院校也开始讲授层序地层学有关内容。1992 年底,国家科委正式批准了以我国著名地质学家王鸿桢教授为首的、以层序地层及海平面变化为主要研究内容的国家基础性重大研究课题——中国古大陆及其边缘层序地层和海平面变化的研究。这项研究一开始就显示了它所具有的中国学派的特色,即表现为以地表露头追索研究为主,而不是以地下地震资料为主,也不是局限于以油气资源为目的的盆地分析。可以预言,这项研究在我国优越的地质背景条件下,必将取得重大的突破和创新,从而为丰富层序地层学的基础理论和推动地质基础学科的发展作出重大贡献。

层序地层学之所以能在不长的时间取得如此巨大的进展,获得这样高的评价,被认为是"地层学正在进行的一场革命"(Brow . L . F . Jr, 1990),其原因在于:

① 从 60 年代初板块构造学说问世以来,地球科学不同领域的共同发展趋势是强调全球性的对比研究,强调地球演化的整体性,以及不同作用过程的相互制约性,把地球甚至天体作为一个整体来加以研究。这一趋势是人类对地球科学长期思索的结果,层序地层学的基本指导思想正是强调地层层序的形成受到构造运动、全球海平面升降及沉积作用的相互影响和作用,并表现为不同的级别、规模和时间间隔。可见,层序地层学的观点和当前人类的地球观是一致的,因而受到广泛的支持和重视。

② 层序地层学是一种新的地层学体系,层序地层单元的界面是可以通过地下(地震和测井)和地面露头识别的客观存在,它具有物理性界面和生物界面的双重意义,而且层序地层内部和层序之间,又是有成因联系的有序的三维岩相组合的集合体。因此,层序地层学消除了地层学中长期存在的年代地层、岩石地层与生物地层单位三重命名的混乱现象。同时,地震反射近似地逼近等时面本身,为地层的划分与对比(至少在准层序级以上)提供了有力的武器。像板块构造学说提供了全球统一的构造概念一样,层序地层学也有可能提供一个全球统一的地层学概念。

③ 第一次提出了全球统一的成因地层划分方案(成因地层年表)。过去人们根据某一项或两项标志,提出过地层划分方案(地层年表),有古生物的、岩性的、放射性同位素年龄的、古地磁的等。但是,由于没有从根本上、从地层的成因和发展方面进行研究,因此,出现了许多相互矛盾、无法解释的现象。层序地层学通过对控制地层形成的 4 个要素(构造沉降、全球海平面升降、气候、沉积物供应)的综合分析,得出相对海平面(或基准面)控制层序形成与发育的概念,并将层序内部和层序之间的成因联系确立下来,把层序地层学从描述阶段提高到有完整系统的理性阶段。

④ 强调了海平面变化对不整合面和层序的形成及其内部沉积体系域的作用。以往的地质工作者较为熟悉的是构造不整合和假整合。而实际上,海平而造成了更多的、更为重要的关键性界面,如低位体系域底部的不整合、海侵面和最大海泛面。如果说以往的地质学中,更多地被认识的是规模较大的构造因素对沉积充填的控制,那么,层序地层学的贡献是更好地揭示了海

平面变化的重要影响。

⑤ 建立了地层分布模式。层序地层学是将研究地层分布模式作为重要内容之一的一门科学，它把层序定义为"顶、底以不整合面或可以与这些不整合面对比的整合面为界的、成因上有联系的一套地层"。层序地层学定义中所说的"地层分布模式"就是这里所指的"成因上有联系的一套地层"。具体到每个层序来说，这"一套地层"就是指在一个海平面相对变化周期(两个相邻下降翼拐点或拐点附近)沉积的地层。即每个层序都包括3个体系域，它们是低位体系域、海进体系域和高位体系域(指Ⅰ型层序)，或者陆架边缘体系域、海进体系域和高位体系域(Ⅱ型层序)。这些概念是层序地层学的核心，是许多理论和实际工作的依托。

⑥ 层序地层学的理论和方法是，在沉积盆地分析中首先建立等时地层格架，并将沉积相和沉积体系的研究置于构造沉降、海平面升降和沉积物供给的复合制约和整体的统一格架中，因面能有效地揭示其三维配置关系。在含油气盆地的研究中，能够有效地阐明生、储、盖层的配置规律，提高地质学家的理论和实际预测能力。从理论预测上讲，通过海平面相对变化的研究，可以预测尚未钻探地层的年代，预测某些体系域的展布方向、范围，可能的岩相及其分布，从而对地质发展史、古地理状况作出科学的预见。从实际上讲，可以通过体系域和岩相的分布规律，预测有利于形成油藏、气藏以及其它沉积矿产的有利分布带。再进一步，通过高精度高分辨率的地震勘探(尤其是三维地震)、油藏描述、碳氢检测等手段，可以进行钻前油藏、油层质量预测，以至开发油田的扩边和开发效率的预测。

⑦ 把地球科学的研究从定性推向定量。总的来讲，地质科学与其它科学相比，是比较偏于推理性的、定性的、描述性和经验性的。其根本原因，是无法了解地下地质条件的时间和空间这四维参量的真实情况和细节变化。近年来，由于计算机技术和地震勘探以及其它有关科学的发展，已经在盆地模拟、构造史恢复、油气运移、资源量评价、储量计算、储层质量预测等方面积累了不少经验，提出了一些定量研究的方法。然而，由于对地层及其所代表的岩相在三度空间和时间上的分布不够了解，影响了上述评估的确定性，并造成不同评估值之间的重大差异。现在，层序地层学的出现基本上解决了这个问题。层序地层学研究成果可以使人们更充分地了解地层的时空展布，依据地震勘探技术和计算机技术来定量化模拟层序地层的充填过程，在和其它一切与沉积岩有关的科学和技术配合的基础上，构成一个从地层划分、相带分布、古地理环境恢复、构造发育史、油藏形成史、油藏预测、油藏质量预测到油藏开发效果监测的一套完整的、比现在精确得多的定量化研究全过程。

第二节　层序地层学面临的问题和发展展望

一、层序地层学面临的问题

层序地层学是在地震地层学基础上不断完善和发展起来的一门地层学分支学科，它非常强调综合利用多种资料对盆地充填序列进行等时年代地层格架划分，进而研究各等时地层格架内沉积成因单元的地层叠置样式和几何形态，指出有利于发育生油层、储集层、盖层和地层圈闭的地区，为寻找沉积矿产资源指明方向。实践业已证明，无论是海相层序地层学研究，还是陆相层序地层学研究，层序地层学的研究成果的确已在勘察沉积矿产资源、开拓人们的思路和推动地质学科进展诸方面发挥了十分积极的作用。

层序地层学的发展是迅速的，但它的理论和方法也和任何新兴的学科分支一样，并不是一

开始就成熟完善的，它的发展和应用过程也面临着支持和反对，以及不同意见的争论和挑战。除了Vail、Haq、Posamentier和Wagoner(1987,1988,1990)等为主流的层序地层学学派以外，还存在着Galloway(1989)的成因地层层序(Genetic stratigraphic sequence)、Frazier(1974)的沉积幕(depositional episodes)、Walker(1990)的外源地层(Allostratigraphy)和Embry(1990)的海进-海退旋回(Transgressive-regressive cycles)等学说或观点。这说明在地质学家之间还存在着意见分歧，如Miall(1991,1992)对Haq海平面升降曲线的精度提出质疑，Allen(1991)认为构造运动可能比海平面升降在层序形成上具有更大的作用，Schlager(1992)强调淹没事件对碳酸盐岩层序研究的重要性等。

1. 关于层序地层学的某些概念

Schlager(1991)发表文章认为，Exxon公司定义的沉积层序概念，由于重新厘定了不整合的含义而使沉积层序边界不整合与其他地质学家定义的不整合概念存在显著不同，可能会产生不良的影响。还有人认为，Exxon公司地质学家所创立的层序地层学没有讨论不整合的规模，没有定义“相对不整合”，没有解释“成因上有联系的”真实含义，有时难以区分准层序边界与层序边界，难以将层序边界不整合和海泛面应用到非海相沉积地层中等等。

2. 关于全球性海平面变化

层序地层学的核心就是全球性海平面旋回变化是形成层序的主要驱动机制。Haq(1977,1987)建立的全球海平面变化曲线是综合了许多学科的最新研究成果得出的，他认为该曲线可以作为全球对比或勘探程度不高的盆地年代预测的重要工具。但是，仍有部分地质学家(Miall等人)对全球海平面旋回变化曲线的真实性、可靠性和精度持怀疑态度。这是因为在许多盆地中，生物地层确定的层序年代不足以达到海平面升降曲线上所标定的时间精度，况且生物地层划分的标准处于不断修正之中，所以生物地层资料的修订必然造成层序地层年代的变化；依据海岸上超来解释全球海平面变化往往忽略了不同沉积盆地构造背景的影响；制作全球海平面升降变化曲线的实例是有限的；未充分考虑沉积速率变化对不整合面以及海岸上超的影响；因此，N. A. Morner(1990)认为，不能用Haq海平面升降曲线来解释陆架不整合，也不能用海平面变化来解释海相的沉积间断，所以海平面变化曲线是不可靠的。总之，构造基底沉降、沉积速率、古水深变化以及差异压实作用等因素，不但影响层序边界和体系域边界出现时间的准确确定，而且还会影响层序和体系域结构的精确表达。

3. 关于海平面升降旋回级别与层序

海平面变化旋回级次的研究表明，一级海平面变化旋回由多个二级旋回组成，二级海平面变化旋回又由多个三级旋回组成，并依此类推下去。根据物理原理，目前人们见到的地层记录是不同级别海平面旋回变化叠合的结果，如何分解它们并找到与实际地层记录相符合的、地球固有的各种不同频率海平面变化周期之间的关系以及无周期构造运动对海平面升降旋回的影响均是困难的。在实际工作中，能将海平面升降变化三级旋回同四、五级旋回，甚至六级旋回区别开来？由三级海平面变化旋回形成的沉积层序能否同外观类似的、由更高频率海平面升降变化旋回形成的层序区分开来吗？对于上述问题，不同的地质学家仍存在分歧。Vail等认为，三级海平面升降变化(周期1～10 Ma)形成一个沉积层序，而Wagoner则主张用四级海平面变化旋回(0.2～0.5 Ma)来划分层序，更有人主张用五、六级旋回来划分层序(Goldhamer,1987)。某些人认为，既然层序的属性是相似的，那么地层的高分辨率在很大程度上取决于沉积物的供给。高沉积速率的四级或五级层序可能会与低沉积速率的三级层序具有相似的地震响应。因此，不同级别的层序实际上是无法区分的。如果没有精确的定年资料，那么在全球范围

对层序进行精确对比是非常困难的。

4. 关于局部影响因素

Vail 等人认为，海平面相对变化是周期性层序产生的根本原因，也就是说，一个层序的形成就代表了一次全球性海平面升降变化。Vail 和 Posamentier 等人所建立的层序地层模式是从被动大陆边缘的研究中得出的。后来，Mitchum 和 Sarg 等人又提出了箕状断陷、碳酸盐台地、缓坡等不同构造、沉积和地貌背景下的沉积层序模式。显然，上述层序地层模式不可能概括不同类型盆地背景的层序特征。例如，前陆盆地的沉降历史要比被动大陆边缘的海盆沉降史更复杂；前陆盆地中三级层序的形成主要受控于构造作用，而不是海平面变化和断裂活动；复杂气候变化会影响碎屑岩-碳酸盐岩-蒸发岩混合层序及内部体系域的分布型式。

5. 关于在陆相盆地中的应用

目前人们已普遍认为，起源于被动大陆边缘的层序地层学基本原理能够很好地应用于陆相沉积地层中，尽管在实际工作中还存在许多疑问和困难。例如，陆相沉积层序形成的主导控制因素是什么？不同控制因素之间的关系是什么？如何厘定陆相层序的级别和精细确定形成层序的地质年代？在沉积范围远小于海相盆地，并且缺乏陆棚坡折带的陆相盆地中，如何确定层序边界面及层序边界类型、体系域类型及空间展布?陆相盆地构造背景与海相盆地具有很大差异，就不能生搬硬套地将 Vail 等人的被动大陆边缘盆地模式套用到陆相盆地不同发育时期的沉积层序中去。对于冲积扇、河流以至沙漠等几乎不受海(湖)平面影响的陆相沉积地层来说，寻找并能在古代沉积中确定基准面就成了难题。另外，对于近物源、多物源、相变快、储层非均质性严重的陆相盆地油气藏研究，还得应用高分辨率层序地层学原理和方法来研究高频层序，以拓宽层序地层学在陆相湖盆中的应用。

6. 关于碳酸盐岩和细粒沉积物层序地层研究

碳酸盐岩沉积过程不同于碎屑岩，它属于受盆地自身沉积背景影响较大的内源沉积物，并且受明显的成岩后生变化的影响。因此，用被动大陆边缘的陆源碎屑岩层序地层样式去描述碳酸盐岩层序结构是不充分的。

层序地层学的概念常被应用于粗粒碎屑岩储层研究，然而细粒沉积物往往与烃源岩密切相关。Klemme(1991)对全球许多海相碎屑岩的分布进行了研究并发现有利烃源岩主要发育在二级或三级层序的海侵体系域、高位体系域早期、凝缩层或前积型高位体系域的末端。在许多油气勘探区，常因为缺乏有利的烃源岩和封闭条件而导致失败。另外，在较深水沉积区，由于难以区分层序边界面或体系域边界面上、下细粒沉积物的差异，所以在较深水区也难以对层序结构进行精细描述。

二、层序地层学发展展望

假如有关海平面升降旋回变化的问题一直争议下去的话，层序地层学的发展趋势是难以预测的。至少在最近一段时期内，层序地层学的发展应充分考虑盆地类型及特征、盆地充填物的序列特征，积极开展不同类型盆地的层序地层学研究工作。

① 不断完善和提高全球海平面变化曲线的精度和可靠性。应通过超微古生物、同位素测年、古地磁、沉积发展史、基底沉降史、古水深变化史等多方面的露头和地下钻井、测井及地震工作的综合研究，来划分和研究全球海平面升降变化曲线不同级别的周期及其与沉积层序之间的关系。

② 加强碳酸盐岩盆地的层序地层学研究，建立不同盆地构造背景的海相层序地层样式和

海平面升降曲线之间的成因关系。考虑到淹没事件对碳酸盐岩层序边界的影响，应通过对众多实例的研究，深入讨论碳酸盐岩沉积层序及体系域形成时的主控因素。

③ 加强活动性大陆边缘盆地层序地层学研究，充分考虑构造活动、物源供给速度、古地形坡度、气候等局部因素对层序地层构型的影响，建立能够反映活动性大陆边缘盆地地质特征的层序和体系域地层样式。

④ 在明确海相层序地层学理论体系能够应用于陆相盆地层序地层学研究的基础上，对不同构造背景、不同岩石类型的陆相盆地(如断陷和坳陷盆地、近海和内陆盆地、碎屑岩和蒸发岩及煤系地层充填的盆地、潮湿和干旱气候带的盆地等许多不同的盆地类型)进行层序地层研究，建立相应的层序地层学模式，恢复能够用于相互对比的基准面变化曲线或湖平面升降变化曲线。

⑤ 加强不同类型盆地沉积作用的研究，明确沉积层序格架中自旋回沉积作用和异旋回沉积作用的特征，从而提高层序地层模型解释的正确性和可靠性。

⑥ 以不同级别的层序为单元，开展岩相古地理研究，建立不同类型盆地的沉积体系分布模式和地层圈闭分布模式，以提高有效储集体和地层圈闭的预测能力。

⑦ 在开展油气勘探阶段的层序地层学工作的同时，积极推进油气开发阶段高分辨率层序地层学研究以及层序地层计算机模拟和工作站解释等一系列工作，使层序地层学研究走向准确、定量化的轨道。

⑧ 在充分认识到构造活动和气候作用对层序形成和发育的控制作用的基础上，深入讨论不同类型的盆地、同一类型盆地不同构造单元的层序地层构型主控因素，指出不同级别层序周期的嵌套和耦合特征，确定不同周期频率的层序地层与生储盖组合和地层圈闭之间的良好对应关系，以确定有利勘探靶区，提高油气勘探和开发效率。

徐怀大教授(1991)认为，在我国，至少应当在如下一些方面加强工作：① 加强对与外海完全隔离的陆相盆地及与外海曾经发生过联系的近海内陆盆地的层序地层学基本理论研究，建立相应的基准面变化曲线；② 建立适用于中国地质特征的不同构造背景、不同古地理环境、不同岩石类型的层序地层模式；③ 选择不同类型的典型剖面，进行高分辨率层序地层学研究，建立新的“层型”；④ 研究不同级次的构造运动、不同级次的沉积事件等“噪声”对全球海平面(或基准面)升降曲线的影响及其排除方法；⑤ 通过艰苦的努力，建立自己的全国统一地层表；⑥ 建立并不断完善适合我国国情的油气藏预测系统工程；⑦ 尽快建立并逐步完善我国层序地层及地震地层工作规范。

总之，通过一段时期的研究讨论，层序地层学将会在理论上不断系统完善，在实践中不断提高生、储、盖层和油气藏预测的准确性，以提高油气勘探开发的效率。这是因为层序地层学不但提出了一套全新的概念体系，而且所划分确定的层序和体系域与特定的沉积体系、岩相和油气富集地区密切相关。它能提供一种更准确的年代地层对比框架，通过恢复古地理面貌，在钻前预测烃源岩、储集层和盖层的组合关系，预测潜在的地层岩性油气藏分布区和可能的成藏组合。很显然，层序地层学已展现出了强大的生命力。21 世纪，层序地层学必将推动地球科学的发展，提高油气资源勘探效率等方面发挥积极作用。

第二章　层序地层学基本原理

第一节　理论基础和概念体系

一、层序地层学定义和理论基础

1. 层序地层学定义

层序地层学是研究以不整合面或与之相对应的整合面为边界的年代地层格架中具有成因联系的、旋回岩性序列间相互关联的地层学分支学科。也可定义为研究年代地层格架中成因关联的学科(Van Wagoner,1988、1990)。也有人认为,层序地层学是研究层序形成和地层分布模式的一门科学。层序地层学就是根据地震、钻井、测井和露头资料以及有关沉积环境和岩相对地层形式作出解释。层序地层学的解释过程将建立以地层不连续面为界的、成因上有联系的、旋回性地层的年代地层学体制。

层序地层学属于成因地层学的范畴,它是一种划分、对比和分析沉积岩的新方法。当它与生物地层学和构造沉降分析相互结合时,便可提供一种更为精确的地层时代对比、沉积相制图和钻前预测生、储、盖层分布的年代地层格架。从本质上讲,层序地层学分析成果提供了被称为层序和体系域的成因地层单位的、以不整合面或与之相对应的整合面为界的年代地层格架。这些层序和体系域与特定的沉积体系类型、岩性分布和油气产出具有密切的联系,是由与海平面相对变化有关的基准面变化引起的。这些基准面变化表现在地震反射剖面上的不同类型地震反射的终止关系以及露头、钻井、测井资料上的沉积相带叠置方式的变化,可利用生物地层学和其它年代地层学的方法确定基准面变化处的地质年代。因此,层序地层学的地层单位是由物理界面所限定的等时岩石组合,从而提高了岩相古地理再造、盆地地质历史分析和资源评价的科学性和准确性。

层序地层学的诞生和发展受益于地震地层学、生物地层学、年代地层学和沉积学的发展。但需要指出的是,岩性地层学无益于层序地层学的发展。岩性地层学常是相似岩性的地层对比,因而常是穿时的、没有等时意义的(图 2-1)。

2. 层序地层学理论基础

(1) 海平面升降变化具有全球周期性

层序地层学是在地震地层学理论基础上发展起来的,它继承了地震地层学的理论基础,即海平面升降变化具有全球周期性,海平面相对变化是形成以不整合面以及与之相对应的整合面为界的、成因相关的沉积层序的根本原因。Haq 和 Vail(1977,1987)建立了显生宙全球海平面Ⅰ、Ⅱ级变化旋回和中新生代海平面变化年表(图 2-2)。他们认为:由于海平面变化的全球性,层序地层学可以成为建立全球性地层对比的手段,重建全球地层对比系统;尽管还有许多地学研究者对全球海平面升降曲线的准确性持怀疑态度,指出区域海平面变化周期受控于构造、气候、全球性海平面变化、沉积物供给等多种因素,但是若排除构造运动以及其它干扰因素的影响,并对具有全球性周期的沉积层序进行准确定年,就能够提供一种特别适合于沉积相和古地理重建的年代地层格架,同时还能获得对全球海平面周期升降规律的认识(图 2-2)。

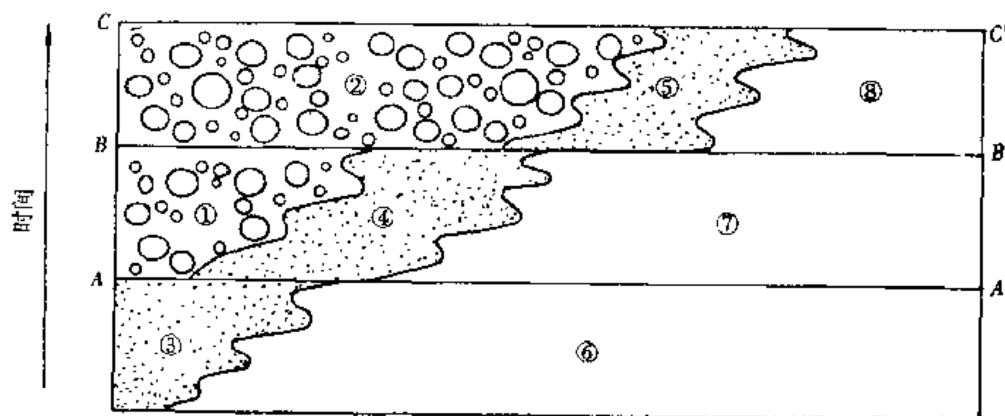


图 2-1　层序地层学与岩性地层学地层对比的差异

具有地质年代意义的地层对比线为 AA'、BB'，岩性对比将会把相同

岩性的砾岩①②、砂岩③④⑤、泥岩⑥⑦⑧对比起来

图 2-2　显生宙全球海平面变化旋回(据 Vail 等，1977)

(2) 4 个基本变量控制了地层单元的几何形态和岩性

层序地层学注重研究以不整合面及与之相关的整合面为界的旋回地层的关系。一个沉积层序是由沉积在一个相对海平面升降旋回之间的各种沉积物组合而成的，一个层序中地层单元的几何形态和岩性受构造沉降、全球海平面升降、沉积物供给速率和气候变化等 4 个基本因素的控制。其中构造沉降提供了可供沉积物沉积的可容空间，全球海平面变化控制了地层和岩相的分布模式，沉积物供给速率控制了沉积物的充填过程和盆地古水深的变化，气候控制了沉积物类型以及沉积物的沉积数量。实际上，一个沉积层序和地层叠置样式常受构造沉降、全球

海平面升降、沉积物供给速率和气候4个基本因素的综合影响。一般来说，构造沉降速率、海平面升降速率和沉积物供给速率3个参数控制了沉积盆地的几何形态，沉降速率和海平面升降变化综合控制了沉积物可容空间的变化。Vail(1987)曾认为，全球海平面升降变化是控制地层叠置样式的最基本因素。一个沉积层序顶底边界的形成直接受全球性海平面变化所形成的不整合控制。若能够排除构造运动以及其它局部因素的影响，而将这些具有全球周期性的沉积层序准确定年，就能够提供一种特别适合于沉积相和古地理重建的年代地层格架，同时还能够获得对全球海平面升降周期性变化规律的认识(图2-2)。

二、层序地层学基本概念

自20世纪80年代末期层序地层学诞生以来，层序地层学得到了广泛的传播，并且在油气田勘探和开发工作中得到了积极应用。究其原因，除了层序地层学能够提供全球统一的成因地层划分方案、确定地层分布模式以外，重要的一点是层序地层学提出了一套系统的层序地层概念体系。下面将着重介绍常用的层序地层学的基本概念。

1. 层序及层序类型

(1) 层序

层序(Sequence)是一套相对整一的、成因上存在联系的、顶底以不整合面或与之相对应的整合面为界的地层单元(Mitchum，1977)。层序是一个具有年代意义的地层单位，层序内部相对整合的地层形成于同一个海平面升降旋回中，层序是由成因上有联系的多种沉积相在纵向和横向上的有序组合。层序本身不包括规模甚至时间的含义，但层序内所有岩层都是沉积在以层序边界年代所限定的地质时间间隔内，层序边界及内部地层的地质年代可以用生物地层和其它年代地层学的方法加以确定(图2-3)。层序是层序地层学研究的基本单元。一个沉积层序可以包含若干个不同类型的沉积体系域以及准层序组和准层序。

(2) 层序类型

在地层记录中，可以识别出两种类型的层序，即Ⅰ型和Ⅱ型层序。Ⅰ型层序底部以Ⅰ型层序界面为界，顶部以Ⅰ型或Ⅱ型层序界面为界。Ⅱ型层序底部以Ⅱ型层序界面为界，顶部以Ⅰ型或Ⅱ型层序界面为界。

Ⅰ型层序界面是一个区域性的不整合界面，是全球海平面下降速度大于沉积滨线坡折带处盆地沉降速度时产生的(图2-4)。也就是说Ⅰ型层序界面是在沉积滨线坡折带处，由海平面相对下降产生的。Ⅰ型层序界面以河流回春作用、沉积相向盆地方向迁移、海岸上超点向下迁移以及与上覆地层相伴生的陆上暴露和同时发生的陆上侵蚀作用为特征。由于形成Ⅰ型层序边界时，沉积相迅速向盆地方向迁移，必将造成非海相辫状河或浅海相河口湾等沉积物直接覆盖在界面之下的较深水下临滨、陆棚沉积物之上，界面之间缺少中等水深的沉积地层。

Ⅱ型层序界面是由于全球海平面下降速度小于沉积滨线坡折带处盆地沉降速度时形成的，因此在这个位置上未发生海平面的相对下降(图2-4)。Ⅱ型层序界面是一个区域性界面，具有自沉积滨线坡折带向陆方向的陆上暴露、上覆地层的上超以及海岸上超的向下迁移等特征。然而，它没有伴随着河流回春作用造成的陆上侵蚀，也没有沉积相明显向盆地方向的迁移。

不同类型的层序及其界面的形成与全球海平面下降速度、沉积滨线坡折带处沉降速度的大小密切相关。沉积滨线坡折带(Depositional shoreline break)是指陆架剖面上的一个位置，是沉积作用活动的地形坡折，在此坡折向陆方向，沉积表面接近基准面，面向海方向沉积表面低于基准面。因此，在硅质碎屑沉积盆地中，沉积滨线坡折带的位置大致与三角洲河口砂坝向

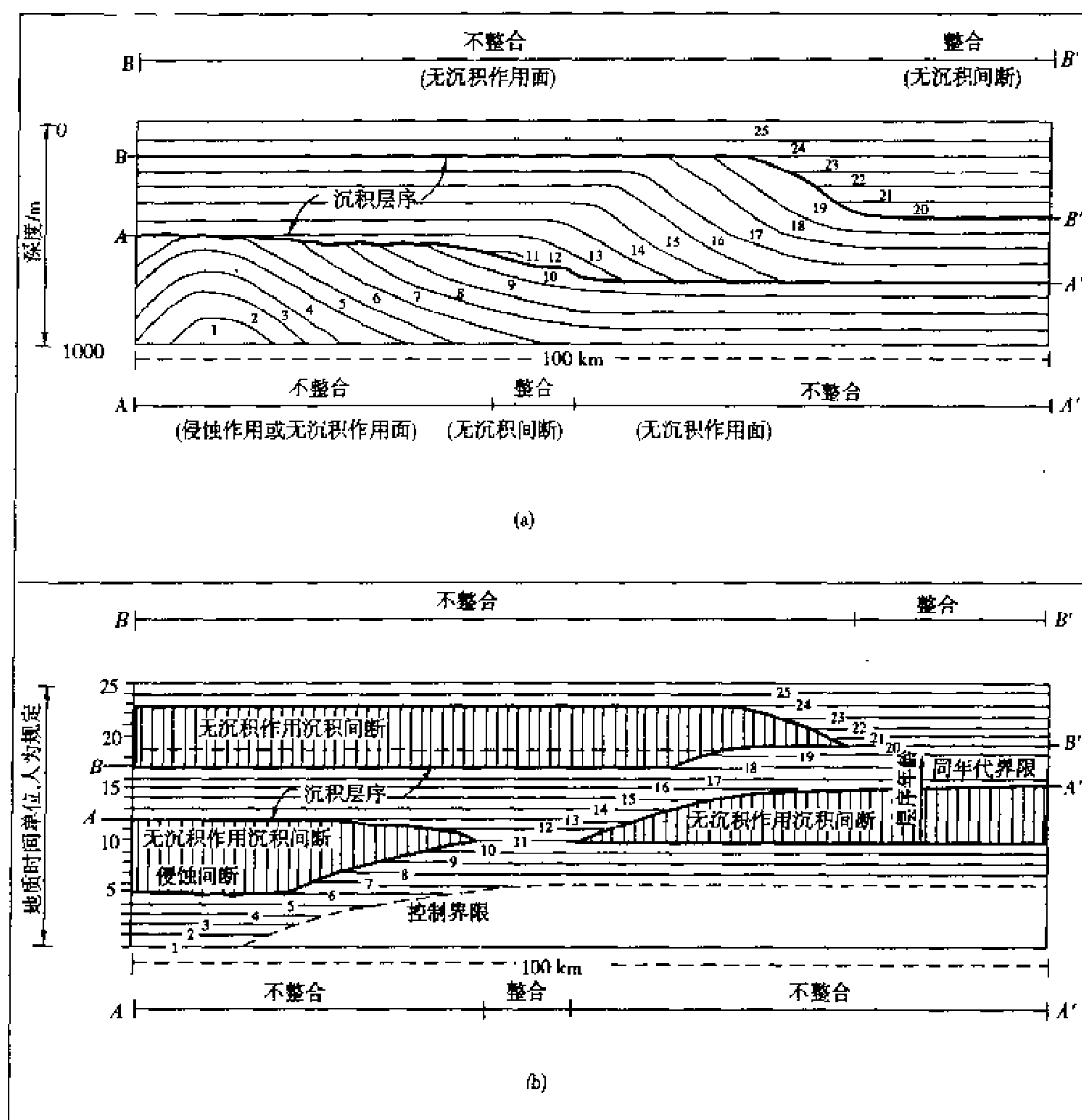


图 2-3 沉积层序及其年代地层剖面(据 R. M. Mitchum, 1977)

海一端或与海滩上临滨位置一致，通常位于岸线向海 100～1 000 m 处，水深在 8～15 m 之间，相当于正常浪基面位置。随着海平面升降变化，沉积滨线坡折带的位置也会随着发生变化。

由于形成层序类型的机制不同，因此，不同类型层序内部的体系域构成和沉积特征就有所不同(表 2-1)。

表 2-1 不同类型层序的体系域构成

层序类型	体系域类型	体系域中的沉积体
I 型层序	低位体系域	盆底扇、斜坡扇和前积楔状复合体
	海侵体系域	缓慢沉积复合体
	高位体系域	S 形、斜交前积和加积型沉积复合体
I 型层序	陆棚边缘体系域	前积和加积沉积复合体
	海侵体系域	缓慢沉积复合体
	高位体系域	S 形、斜交前积和加积型沉积复合体

2. 整合面和不整合面

(1) 整合面

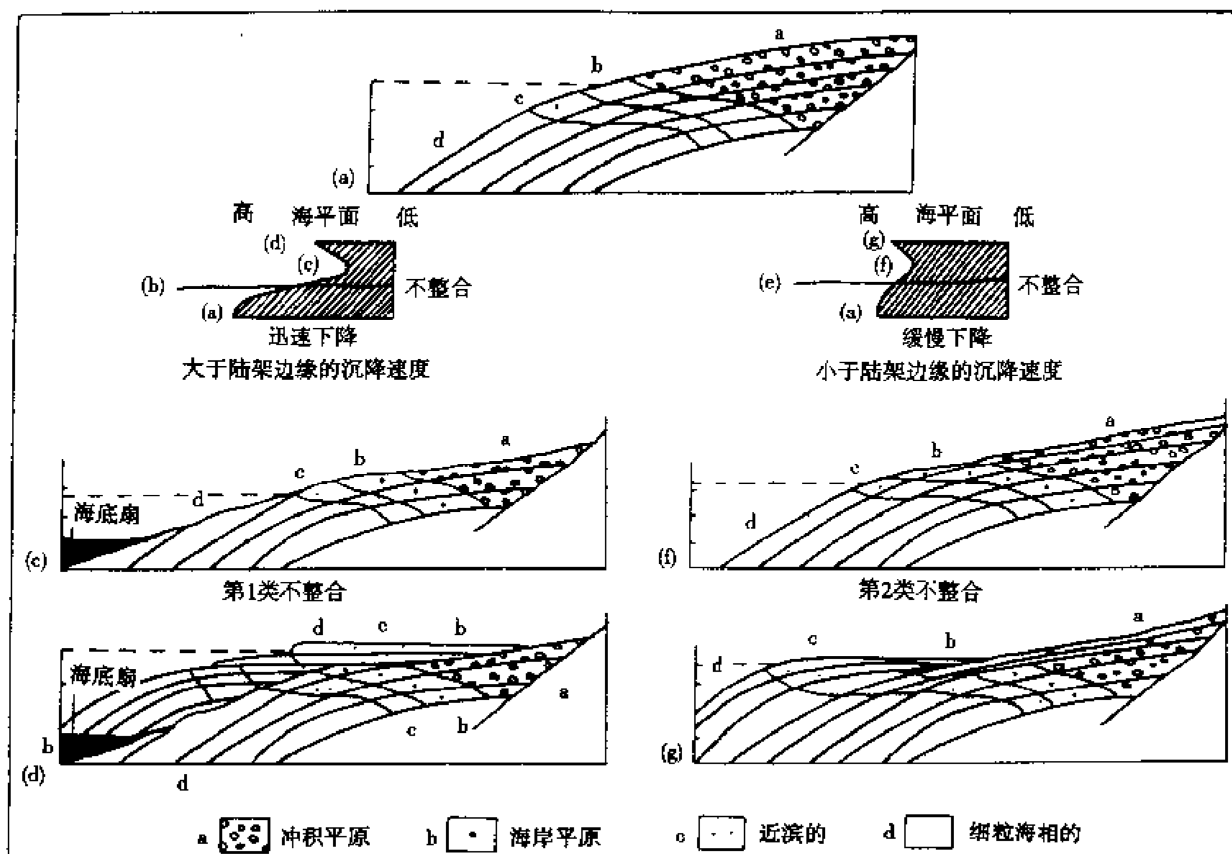


图 2-4 Ⅰ、Ⅱ型不整合及造成这两类不整合的海平面升降(据 Wilson ,1991)

整合面是一个将新老地层分开的界面,沿此界面没有陆上和海底侵蚀作用的证据,也不指示存在重大沉积间断。但整合面可包括沉积作用缓慢、在很长地质时间内仅沉积很薄沉积物的界面。

(2) 不整合面

不整合面是一个将新老地层分开的界面,沿着这个界面有证据表明存在指示重大沉积间断的陆上侵蚀削截(或与之相对应的海底侵蚀)或陆上暴露现象。这个定义将不整合面这个术语局限于重大的陆上侵蚀面,并且修改了 Mitchum(1977)的不整合面定义。Mitchum 把不整合面定义为"一个把较新地层与较老地层分开的侵蚀面或无沉积作用面,并且代表一个重要沉积间断"。这个早年较宽的不整合面定义包括了陆上和海底侵蚀面,不能充分区分层序和准层序边界。局部的、与地质作用伴生的准周期侵蚀和沉积,如分流河道侵蚀,不包括在层序地层学的不整合面定义中。不整合面在地震反射剖面中常响应于削蚀、顶超、上超和下超等反射终止关系。

3. 体系域

(1) 体系域

体系域(Systems tract)是指一系列同期沉积体系的集合体(Fisher and Brown,1977)。沉积体系是指具有成因联系的、相的三维空间组合(Fisher,1967)。因此体系域是一个三维沉积单元,体系域的边界可是层序的边界面、最大海泛面、首次海泛面。可以通过地震反射终止关系,如削蚀、顶超、上超、下超,以及沉积相的组合序列、体系域内部几何形态来识别体系域类型。体系域是进行有利地层预测的基本作图单元。在一个海平面升降旋回中,在旋回的不同阶段发育了不同的体系域(图 2-5),即不同的体系域类型发育于某一沉积层序的特定部位。

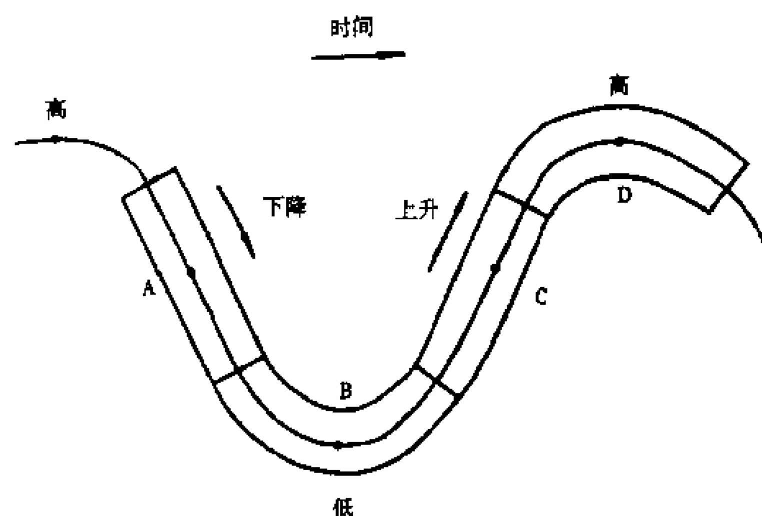


图 2-5　沉积体系域与海平面升降旋回的关系(据 Posamentier 等,1988)

(2) 低位体系域

低位体系域(Lowstand systems tract,简称 LST)是指 I 型层序中位置最低、沉积最老的体系域,是在相对海平面下降到最低点并且开始缓慢上升时期形成的(图 2-5)。在具有陆棚坡折和深水盆地的沉积背景中,低位体系域是由海平面相对下降时形成的盆底扇、斜坡扇和海平面开始相对上升时形成的低位前积楔状体以及河流深切谷充填物组成的(图 2-6)。盆底扇的形成与海底峡谷进入陆坡的侵蚀作用和河谷进入陆架的下切作用密切相关。盆底扇底面是 I 型层序界面,其顶面是下超面。陆坡扇以陆坡中底部浊流沉积为特征,其沉积作用可与盆底扇或低水位楔早期部分同期。低位前积楔状体常上超在层序界面之上或下超于盆底扇或陆坡扇之上,其顶面也是低位体系域的顶界面——初次海泛面。在斜坡构造背景中,低位体系域由海平面相对下降时形成的下部前积楔和由海平面相对上升时期形成的上部前积楔及深切谷(滑塌浊积扇)组成。在生长断层背景中,低位体系域由盆底扇、斜坡扇、互层砂泥岩加厚层和深切谷(滑塌浊积扇)组成。

(3) 海侵体系域

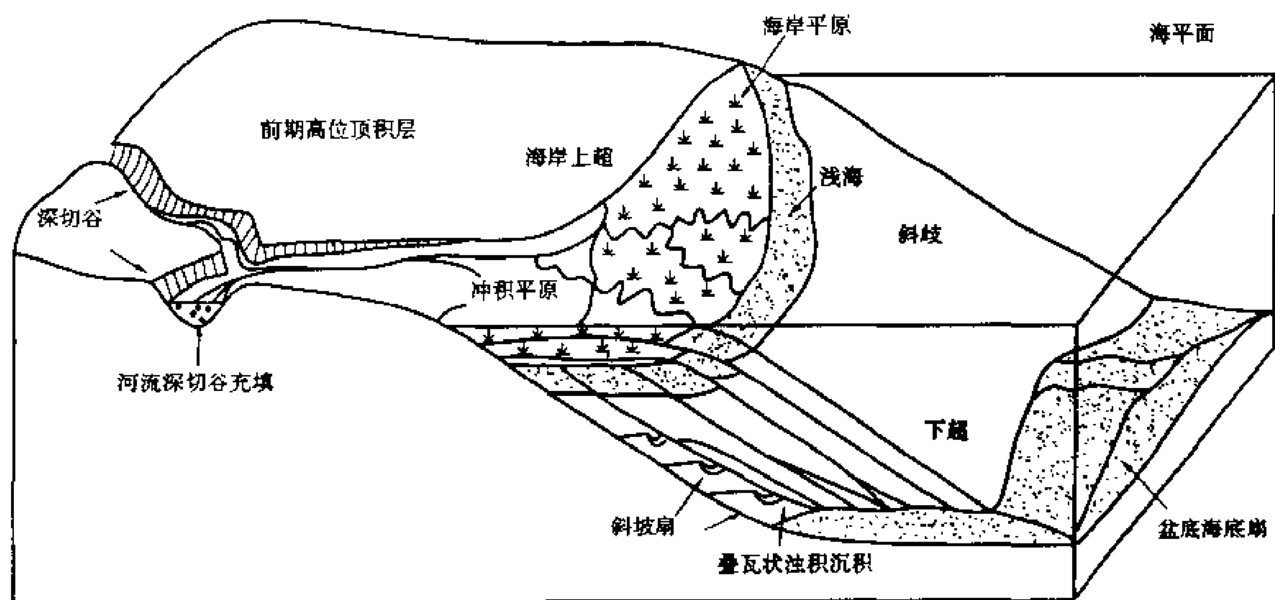
海侵体系域(Transgressive systems tract,简称 TST)是 I 型和 II 型层序中部的体系域,它是在全球海平面迅速上升与构造沉降共同产生的海平面相对上升时期形成的(图 2-5),以沉积作用缓慢的、低砂泥比值的、一个或多个退积型准层序组为特征。主要沉积体系类型是陆架沉积、三角洲沉积、海岸平原沉积以及障壁岛、泻湖、受潮汐影响的沉积(图 2-6)。其顶部是一个分布较广的下超面,顶部沉积物以沉积慢、分布广、富含有机质、沉积物细为特征。

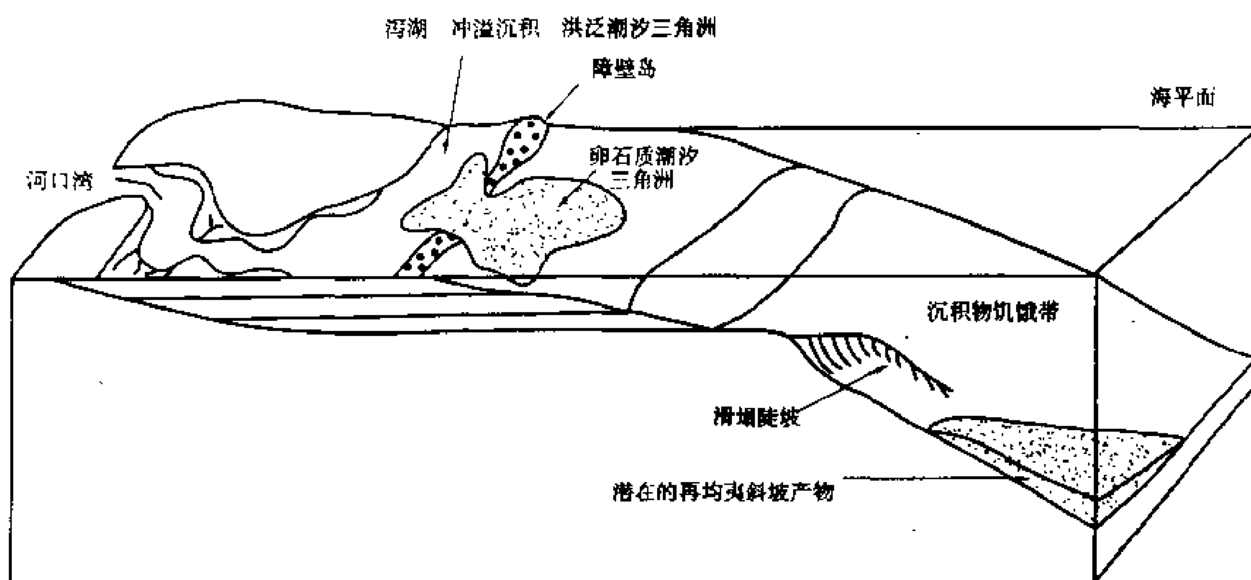
(4) 高位体系域

高位体系域(Highstand systems tract,简称 HST)是 I 型和 II 型层序上部的体系域,是在海平面由相对上升转变为相对下降时期形成的(图 2-5),此时沉积物供给速率常大于可容空间增加的速率,因而形成了向盆内进积的一个或多个准层序组。主要沉积体系类型相似于海侵体系域,但河流作用更明显,河道砂发育,潮汐影响变小,泻湖和煤系地层不太发育(图 2-6)。高位体系域顶部以 I 型或 II 型层序界面为界,底部以下超面为界。

(5) 陆架边缘体系域

陆架边缘体系域(Shelf margin systems tract,简称 SMST)是与 II 型层序边界伴生的下部体系域,以一个或多个微弱前积到加积准层序组为特征。这些准层序组朝陆地方向上超到 II 型





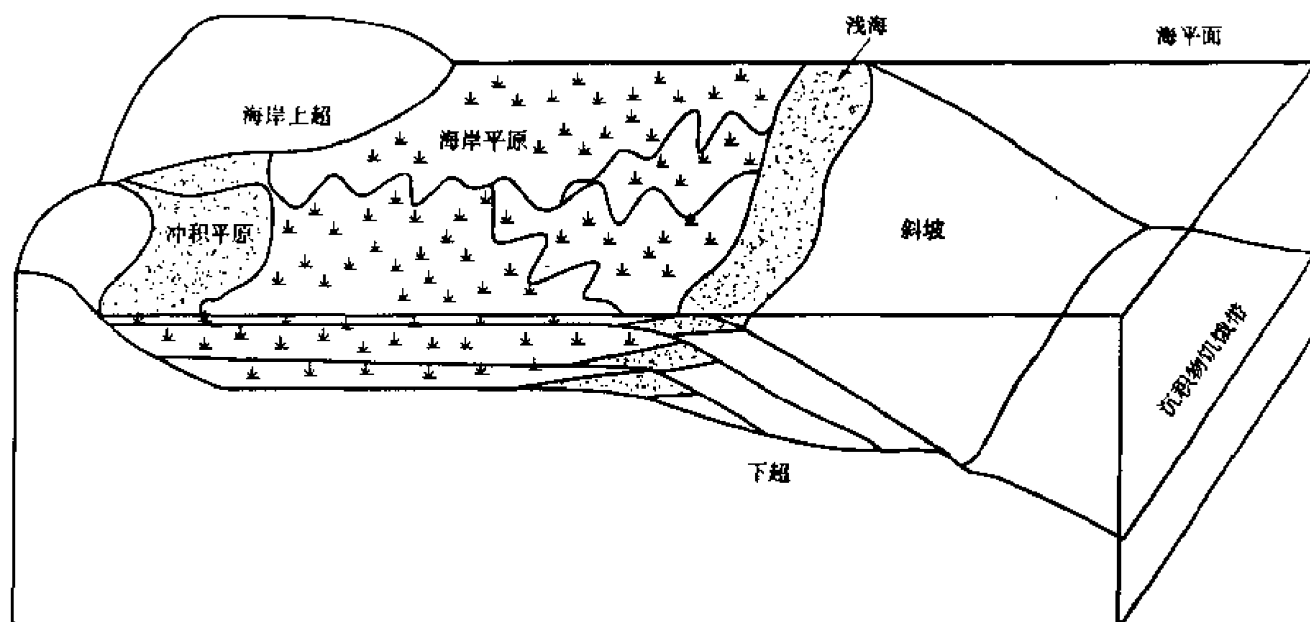


图 2-6 具陆架边缘坡折带的 I 型层序体系域(据 K. J. Myers, 1996)

层序边界之上，朝盆地方向下超到Ⅱ型层序边界之上。陆架边缘体系域顶界是构成海进体系域底面的海进面。陆架边缘体系域在露头、钻井、测井资料中是难以识别的，只有进行详尽的准层序组叠置样式研究，才可能去识别陆架边缘体系域。需要指出的是，由于盆地构造沉降样式的差异，Ⅱ型层序边界也可横向变为Ⅰ型层序边界。

(6) 其它体系域

Wagoner 等(1988)曾建议，应根据边界类型及其在层序内的位置和几何形态来确定体系域类型。除了上述的低位、海侵和高位及陆架边缘体系域之外，还可能存在两个其它的理论上的体系域，即中位体系域和海退体系域(Emery，1996，图 2-7)。

中位体系域(Midstand systems tract)又被 Posamentier(1991)和 Hunt(1992)等人称之为强制性海退体系域(Forced regressive systems tract)。Posamentier 和 Vail(1988)在分析了低位海退沉积的基础上，识别出了正常海退和强制性海退。正常海退形成于海平面相对静止期或上升期，强制性海退形成于与沉积物输入量无关的、滨线向盆地方向迁移的海平面下降时期。它通常与一个过水区、地面出露以及新老岸线之间的可能河流侵蚀有关，是在早期低位体系域中形成低位前积楔的主要机制。Jones 和 Mitton(1994)曾描述了北海下第三系强制性海退体系域，认为它由一组扇和一个前积楔状体构成(图 2-7)。在斜坡边缘盆地中，强制性海退体系域仅发育前积楔状体。

海退体系域(Regressive systems tract)是在两个快速海平面相对上升期间存在一个缓慢的海平面相对上升时形成的，或是在沉积物供给不断增加的情况下存在一个短暂的沉积物快速供给时形成的。该体系域底界为最大洪泛面，自身由前积楔状体构成，顶界为最大的前积界面。海退体系域内部几何形态由加积到前积再到加积构成(图 2-7)，是在盆地快速沉降背景之上、在海平面相对下降时形成Ⅱ型层序边界时形成的，也可形成于海平面相对稳定上升且沉积物被动供给时期。Posamentier 和 James(1993)认为，海退体系域可出现在前陆盆地中。

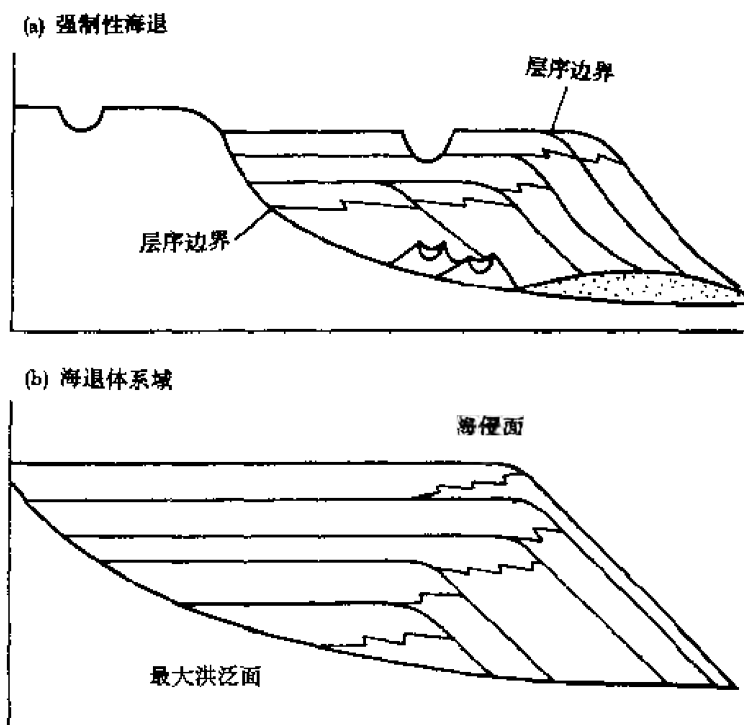


图 2-7 强制性海退体系域和海退体系域(据 Emery，1996)

4. 海泛面

(1) 海泛面

海泛面(Marine flooding surface)是一个新老地层的分界面。它们常是平整的,仅有米级的地形起伏,但穿过这个界面会有证据表明水深的突然增加。这种水深的突然增加常伴随着小规模的水下侵蚀作用和无沉积作用,表明存在小规模的沉积间断。除非海泛面与层序边界重合,否则海泛面上不会发生大规模的陆上侵蚀作用、无海岸上超的向下迁移或向盆地方向的移动。

(2) 初次海泛面

初次海泛面(First flooding surface)是Ⅰ型层序内部初次跨越陆架坡折的海泛面(图 2-8),即响应于首次越过陆棚坡折带的第一个滨岸上超对应的界面,也是低位与海侵体系域的物理界面。初次海泛面可由于后期海平面下降而遭受地表剥蚀或发生无沉积作用,也可由于后期海平面上升,发生可剥去近 10 m 厚的沉积物的海侵侵蚀作用。

(3) 最大海泛面

最大海泛面(Maximum flooding surface)是一个层序中最大海侵时形成的界面,它是海侵体系域的顶界面并被上覆的高位体系域下超,它以从退积式准层序组变为进积式准层序组为特征,常与凝缩层伴生。在地震反射剖面上,最大海泛面常对应于最远滨岸上超点所对应的反射同相轴(图 2-8)。



图 2-8 塔里木盆地志留系—泥盆系初次和最大海泛面的地震响应(SN695 测线)

5. 准层序和准层序组

(1) 准层序

准层序(Parasequence)是一个以海泛面或与之相应的面为界、由成因上有联系的层或层组构成的相对整合序列。在层序的特定位置,准层序上下边界可与层序边界一致。海泛面在海岸平原和陆架地区均存在一个对应的界面,所以,在海岸平原、三角洲、浅滩、河口湾和陆棚等环境可以识别准层序,但在缺乏海相沉积的河流剖面、难以反映水深突然增加的较深水斜坡和盆地平原沉积中难以识别准层序。

所有硅质碎屑准层序都是一个向上水体变浅的进积序列。除潮坪沉积之外,大部分硅质碎屑准层序是一个向上粒度变粗、层组厚度和砂泥比值向上加大的沉积序列。但是对于潮坪环境准层序来说却是一个向上粒度变细、层组厚度和砂泥比值向上降低以至顶部出现泥岩和煤的沉积序列。碳酸盐岩沉积准层序多为向上水体变浅的加积沉积序列。准层序边界为海泛面。在露头和岩心的海泛面上,已发现了与层序边界不一致的海泛滞留沉积,即由钙质结核组成的滞

留沉积、由潜穴化引起并被波浪流水改造的滞留沉积、堆积在海泛面之上的碳酸盐岩和覆盖在深切谷基底之上的河道滞留沉积。在一般情况下，准层序边界是在沉积物供给速率小于可容空间增长速率时形成的，而准层序是在沉积速率大于可容空间增长速率时形成的。

(2) 准层序组

准层序组(Parasequence sets)是指由成因相关的一套准层序构成的、具特征堆砌样式的一种地层序列，其边界为一个重要的海泛面和与之可对比的面，有时它可与层序边界一致。一个准层序组的形成时间约为(1～10)×10^4 a。

根据准层序的垂向组合关系(叠置样式)，可将准层序组划分为进积、加积和退积准层序组3种类型。进积准层序组是在沉积速率大于可容空间增加速率的情况下形成的，所以较年轻的准层序组依次向盆地方向进积，形成向上砂岩厚度增大、泥岩厚度减薄、砂泥比值加大、水体变浅的准层序堆砌样式。它们常是高位体系域和低位前积楔状体的沉积特征。退积准层序组是在沉积速率小于可容空间增长速率的情况下形成的，所以较年轻的准层序依次向陆方向退却。尽管每个准层序都是进积作用的产物，但就整体而言，退积准层序组显示出向上水体变深、单层砂岩减薄、泥岩加厚、砂泥比值降低的特征，它常是海侵体系域的特征。加积准层序组是在沉积速率等于或近于可容空间变化速率的情况下形成的，相邻准层序之间未发生明显的侧向移动，自下而上，水体深度、砂泥岩厚度和砂泥比值基本保持不变。加积准层序组常是高位体系域早期和陆架边缘体系域的沉积响应。

6. 可容空间

(1) 可容空间

可容空间(Accommodation)指可供沉积物潜在堆积的空间(Jerrey,1988)。可容空间受控于沉积背景的基准面的变化，或者是海平面升降和构造沉降的函数。也就是说，若沉积物要发生沉积，则在基准面之下必须存在可容空间。基准面的位置是随沉积背景的变化而变化的(图2-9)。在冲积环境中，基准面受控于递降水流剖面，在该剖面远端，基准面过渡为海平面或湖平面。在三角洲和滨岸及浅海环境，基准面等同于海平面。沉积物的供给充填了已产生的可容空间，并且控制了水深的变化。若沉积物供给速率大于可容空间的增长速率，则水深会变浅。

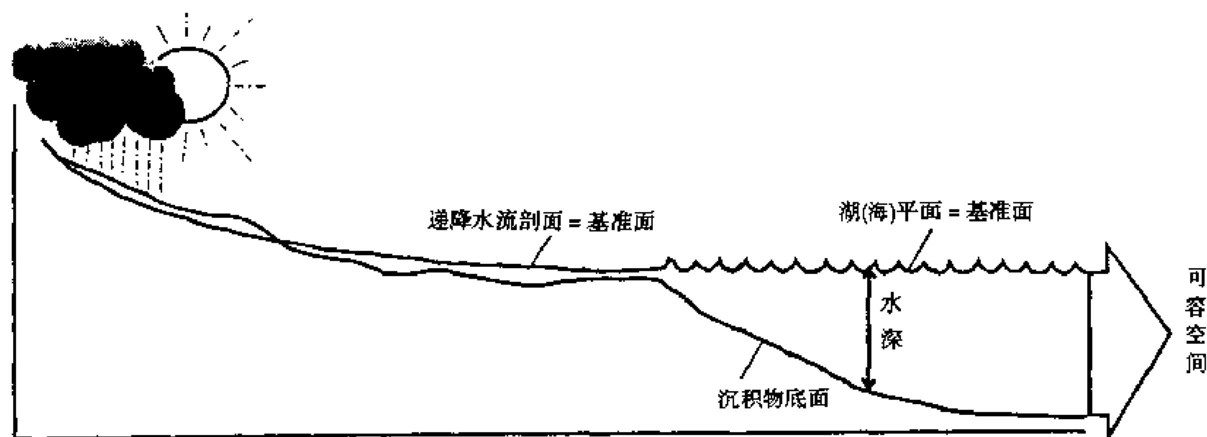


图 2-9 在河流、滨岸和陆棚区基准面的位置(据 Emery,1996)

为了了解可容空间随时间的变化，我们可以考虑在海平面变化规律相同的情况下，不同构造沉降速率所造成的可容空间的变化(图 2-10)。由于构造沉降和水深均起始于零，所以可以认为相对海平面变化代表了可容空间的变化。当构造沉降速率很慢时，最大可容空间发育在海平面升降最大的地方。当海平面下降到它的初始位置时(零线)，可容空间下降到由构造沉降

所产生的空间值处。随着构造沉降速率的增加，最大可容空间出现的时间就推迟了，以至于当海平面下降时，因构造沉降速率很高，可容空间并未降低(图 2-10)。

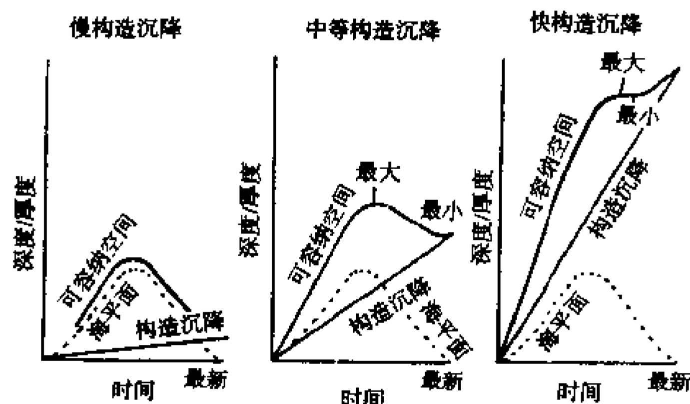


图 2-10　可容空间随时间的变化(据 Jerrey，1988)

(2) 新增可容空间

新增可容空间(Newspace added or accommondation created)是指在沉积期间，由于海平面、构造沉降等参数的变化所形成的新的可容空间。它不包含沉积前未被沉积物充填而残存的空间。

7. 凝缩层

凝缩层(Condensed section)是指沉积速率很慢(1～10 mm/1 000 a)、厚度很薄、富含有机质、缺乏陆源物质的半深海和深海沉积物，是在海平面相对上升到最大、海侵最大时期在陆棚、陆坡和盆地平原地区沉积形成的。

8. 盆地边缘类型

经典层序地层学起源于被动大陆边缘海相沉积盆地，但层序地层学的迅速发展要求人们很好地了解盆地边缘特征。故为了更好地讨论不同类型盆地层序地层样式，在此先介绍一下盆地边缘类型。根据盆地边缘的地形坡度、沉积物沉积方式、古水深以及构造活动状况，可以将盆地边缘划分成陆棚坡折边缘、缓坡边缘、裂谷边缘、前陆盆地和生长断层边缘等类型(图 2-11)。

在相对海平面低速上升时，被动大陆边缘的典型特征体现为陆棚坡折边缘。陆棚坡折边缘以沉积水体较深、具有明显地形坡折、发育前积斜坡沉积为特征。在海平面下降期间，河流入侵可造成沉积物在斜坡下倾方向形成海底扇沉积。

缓坡边缘以沉积水体较浅、风暴和沿岸流起主导作用为特征。沉积界面角度常低于 1°。在海平面升降变化期间，缓坡背景的沉积体系类型不同于具陆棚坡折边缘的盆地，在低位沉积时期缺少深水浊流沉积。在硅质碎屑缓坡边缘盆地中，任何浊积物都可能是三角洲前缘滑塌浊积物，而不是独立的海底扇。

裂谷边缘是受地壳拉伸作用影响的一种盆地。拉伸性断层明显影响了古地貌和沉积物的输入速率。沉积物可容空间的展布主要受控于构造活动。从裂谷盆地边缘到中央，沉降速率加大。沉积体系类型取决于裂谷盆地是海相还是陆相的。裂谷盆地边缘的转换带控制了沉积物输入的位置。裂谷边缘具有较明显的地势高差和相对低速的沉积物供给。盆地边缘沉积体系可以长距离倾斜方式进入到水深地区。

前陆盆地边缘特征取决于沉积物供给方式，即是从冲断带直接供源至前陆盆地还是沿前陆盆地轴向供源。若是第一种供源方式，向前陆冲断带方向(即物源区)构造沉降的速率增加，

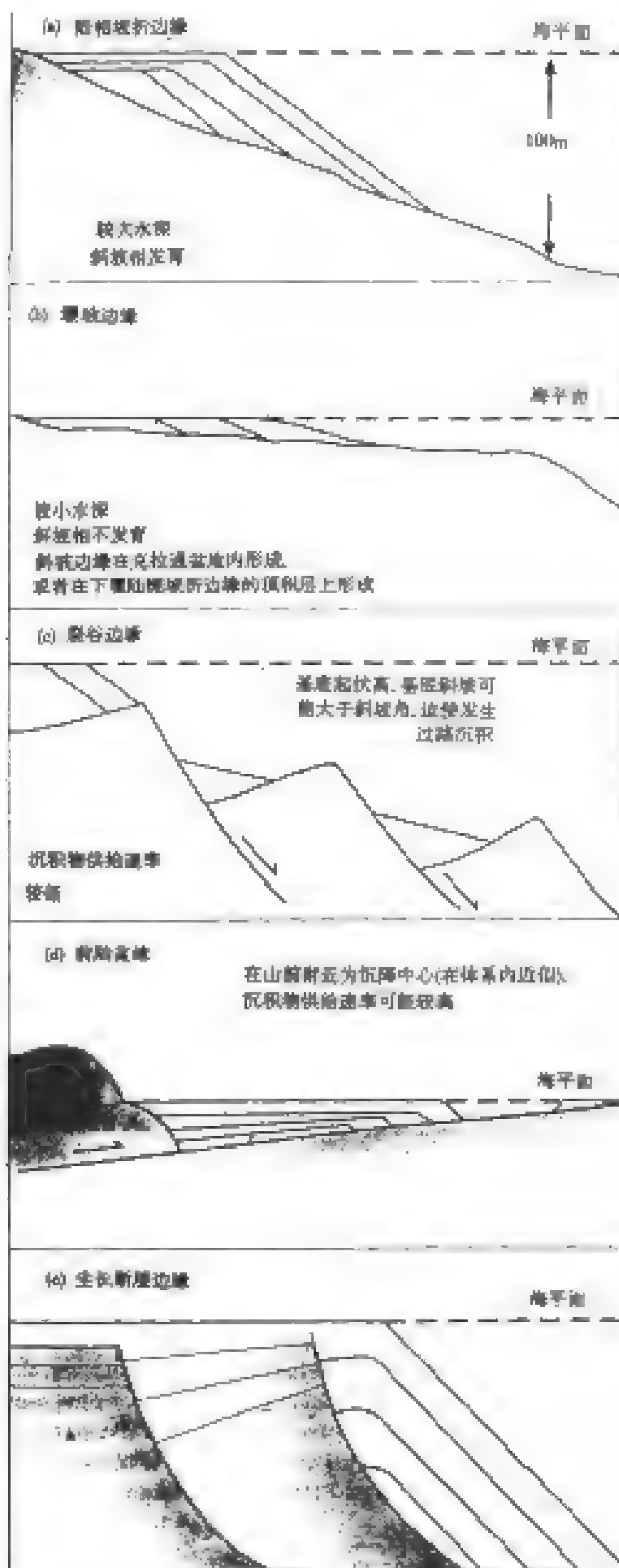


图 2-11　盆地边缘类型示意图(据 Myers,1996)

或者说，与盆地中央相比，近源区沉积物可容空间是较大的。这会明显影响地层几何形态并且形成厚层的顶积层加积序列。

生长断层边缘以重力驱动的同沉积伸展断层为特征。生长断层上盘的沉降速率明显高于下盘。生长断层对沉积体系的影响将取决于断层是否在海底形成差异地形。当上盘地形低于下盘，断层两侧就会出现相的差异，上盘以厚层、深水碎屑沉积为特征。

第二节　全球海平面变化周期

一、全球海平面变化曲线特征

1．全球海平面变化和相对海平面变化的概念

（1）全球海平面变化

全球海平面（Global eustasy or Global sea-level）是指海平面相对于一个固定的基准点（如地心）的位置（图 2-12），因此，它与局部影响因素无关。利用地层记录来解释全球海平面变化是复杂的且存在着许多争议，但是，我们还得强调全球海平面的上升或下降。这是因为作为全球规模的基准面，它影响了沉积或剥蚀作用。

全球海平面变化可起因于洋盆体积的变化、全球海洋水体体积的变化和响应于平均海平面的全球重力场等势面的变化。现今全球重力场等势面相对于地心来说存在 180 m 的地势起伏，在过去还存在着波动，即在 100×10^4 a 时间内波动变化了 50～250 m，在最近 2×10^4 a 内波动变化了 60 m。这些波动是由于板块漂移、冰川变化和米兰柯维奇旋回造成的重力变化所形成的。

洋盆体积的变化主要有以下 5 个原因：① 大洋中脊体积的变化和大洋中脊扩张速率的变化；② 大洋碰撞降低了大陆面积、增加了海洋面积；③ 洋底热诱导隆升，降低了洋盆体积，引起海平面上升；④ 沉积物注入率和生长率的突然增加；⑤ 大洋岩石圈的冷却和密度变化。所有上述变化都是长期的、缓慢的，均持续几百万年，变化速率为 1 mm/1 000 a。

全球海洋水体体积的变化可以是平均海洋温度的变化、冰盖的变化或孤立海洋盆地的突然洪泛或干涸造成的。海洋温度的变化可造成 10 m 左右的海平面升降，但速率是缓慢的。冰盖的消融和孤立洋盆的水位变化可造成海平面更大的升降变化。例如冰期以后的冰盖融化（15 000—6 000 BP）使得海平面以 10 m/1 000 a 的速度上升，总上升幅度达到 100～130 m。若北极和格陵兰岛冰盖全部消融，全球海平面将会上升 65～80 m，同时静水对洋底和大陆边缘的均衡补偿也会造成海平面上升 40～50 m。

（2）相对海平面

相对海平面（Relative sea-level）是指海平面与局部基准面如基底之间的测量值。一个地区相对海平面的变化是全球海平面变化和当地盆地沉降速率的函数（图 2-13）。相对海平面变化与沉积物堆积无关，不能与水深混淆（图 2-12）。水深是指海水表面与海底之间的距离，是全球海平面、构造沉降和沉积物供给 3 个变量的函数，即是由相对海平面变化和沉积物供给决定的。例如，若相对海平面上升速率小于沉积物堆积速率，水深是减少的。相对海平面变化决定了是否能够形成可供沉积物充填的可容空间。

可以在不同尺度上发生相对海平面的变化。短期相对海平面变化可以是由波浪、潮汐、风暴巨浪、海啸造成的，略长期的季节性和年度潮汐作用也可造成相对海平面的升降，温度下降、

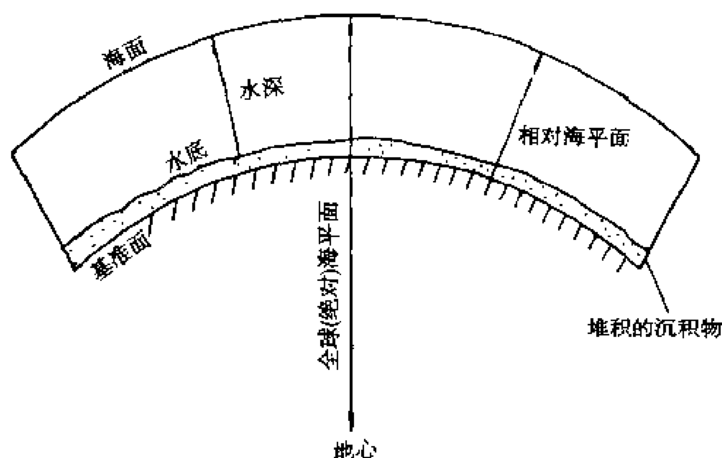


图 2-12 全球海平面、相对海平面及水深的基本含义(据 Jerrey,1988)

含盐度降低和大气压增高均可造成相对海平面下降;反之亦然。更长期的相对海平面升降变化往往是全球海平面变化和海底隆升造成的。在区域范围内,更重要的影响因素是造山运动、火山活动、沉积物压实和热机制。

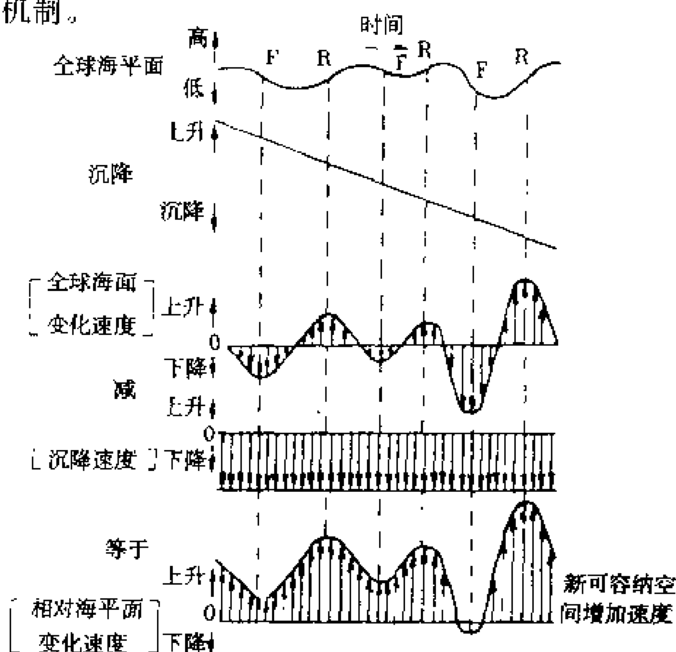


图 2-13 作为全球海平面变化和沉降作用函数的海平面相对变化及其对可容空间的影响(据 H. W. Posamentier 等,1988)

2. 全球海平面相对变化特征

许多地质学家早已认识到地质历史时期全球海平面相对变化存在周期性,并试图来评估海平面的相对变化,但缺少令人信服的海平面升降变化研究成果。目前较为流行的海平面相对变化曲线是由 Exxon 公司科研人员对全球不同地区沉积盆地进行研究得出的(Vail, 1977; Haq,1988)。他们认为,在不同大陆边缘确定的海平面相对变化周期不仅具有同时性,而且具有相似的升降幅度。通过对比研究并利用区域海平面升降周期众数的平均值,Vail 等人建立了一种全球海平面变化曲线。

在 20 世纪 70 年代据海岸上超建立了第一代海平面升降曲线(图 2-2、2-14)。Vail 等人认为,全球海平面升降变化具有不对称性,并存在着 2 个一级周期、14 个二级周期和数以百计的三级周期。2 个一级周期分别出现在前寒武纪到早三叠世(约 350 Ma)和中三叠世至今(约 225

Ma)。14 个二级周期表现出较缓慢的海平面相对上升和快速的海平面下降，周期持续时间为 10～80 Ma(图 2-2)。然而，许多地质学家认为海平面升降变化是复杂的，既有缓慢上升和下降，又有快速上升和下降，将海岸上超变化曲线等同于海平面相对变化曲线是欠妥的。故在 80 年代，Haq 和 Vail 等人对 70 年代的全球海平面相对变化曲线进行了修改，依据海平面相对变化周期不同阶段沉积样式，结合磁性地层、生物地层的研究成果，分别编制了三叠纪、侏罗纪、白垩纪和新生代全球海平面变化周期曲线(图 2-14)，并将 70 年代海平面相对变化改称为海岸上超的相对变化，重新编制了不对称的非锯齿状的波状曲线，将海平面的升降变化周期细分为巨周期组、巨周期、超周期组、超周期和周期。巨周期组和巨周期为一级周期，周期频率约为 200 Ma，是由控制全球海平面变化的构造运动引起的，界限处于早、晚三叠世。超周期组和超周期构成二级周期，周期频率为 9～10 Ma。一般的周期作为三级周期，周期频率为 1～2 Ma。二、三级周期的成因与全球冰川引起的海平面变化有关。还可分出周期频率为 0.1～0.2 Ma 和 0.01～0.02 Ma 的四级和五级高频周期。

二、全球海平面相对变化周期与层序级别

1. 全球海平面相对变化周期

全球海平面相对变化周期指的是一个时间段落，在这段时间内发生了全球海平面的相对上升和相对下降。一个典型的海平面相对升降变化周期包括海平面的逐渐相对上升、静止期和迅速的海平面相对下降。一个海平面相对变化周期可以在全球、区域和局部规模上加以识别。尽管仍有人认为层序是没有级次的，但大多数人认为，不同级次的海平面升降变化周期形成了不同级次的层序。所以，正确划分并准确确定海平面相对变化周期是层序地层学研究的基本问题。根据 Vail 和 Miall 等人的研究成果，一般将海平面升降变化周期分成一级、二级、三级、四级和五级周期。每个周期的持续时间和成因都是不同的(表 2-2)。

表 2-2 海平面相对变化周期及其成因

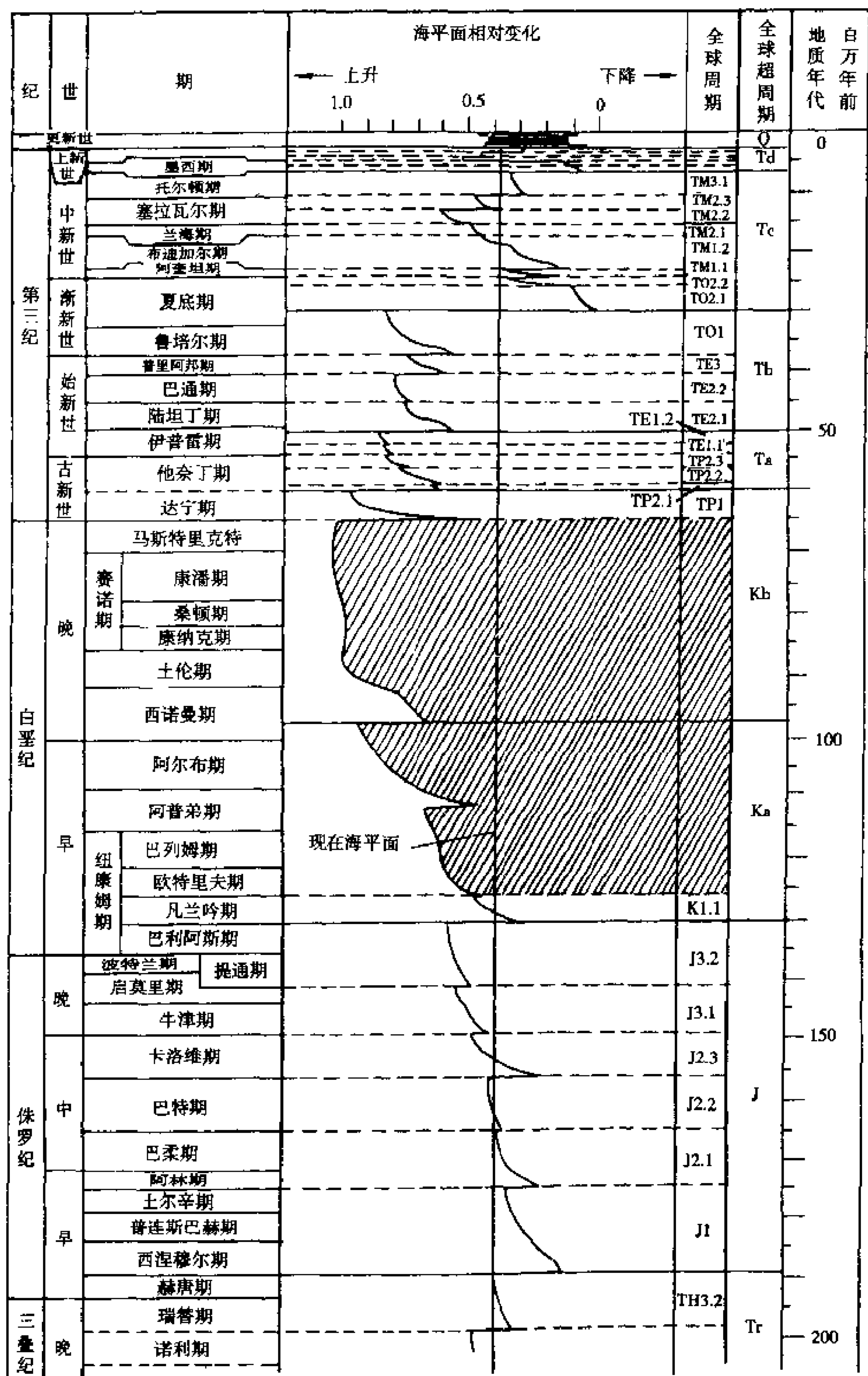
周期级别	持续时间/Ma	周期成因
一级	＞100	泛大陆的形成和解体
二级	10～100	全球板块运动和大洋中脊体积变化
三级	1～10	全球性大陆冰盖生长和消亡、洋中脊变迁、构造挤压作用和板内应力调整
四级	0.1～1 或 0.2～0.5	大陆冰盖生长和消亡、天文驱动力
五级	0.01～0.1 或 0.01～0.2	米兰柯维奇冰川全球海平面变化旋回和天文驱动力

2. 海平面变化周期与层序级别的关系

在大多数情况下，一个沉积层序是在一个海平面变化周期内形成的，也就是说，不同级别的海平面相对变化周期对应于相应级别的沉积层序。

全球显生宙存在两个海平面升降变化一级周期，形成了两个可全球性对比的一级层序或巨层序。早奥陶世和晚白垩世分别为两个最大海泛时期，前寒武纪晚期和中晚三叠世为最大海退期。这两个一级层序均由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高位体系域组成(图 2-15)。实际上，这些一级层序体系域是由一个或多个二级周期形成的二级层序组成的。

全球显生宙存在 14 个海平面升降变化二级周期，形成了 14 个可全球性对比的二级层序



侏罗纪　白垩纪时间比例尺据Van Hinte 1976 a,b

图 2-14　侏罗纪—第三纪全球海平面相对变化周期(据 Vai.,1977)
白垩纪周期尚未公开发表

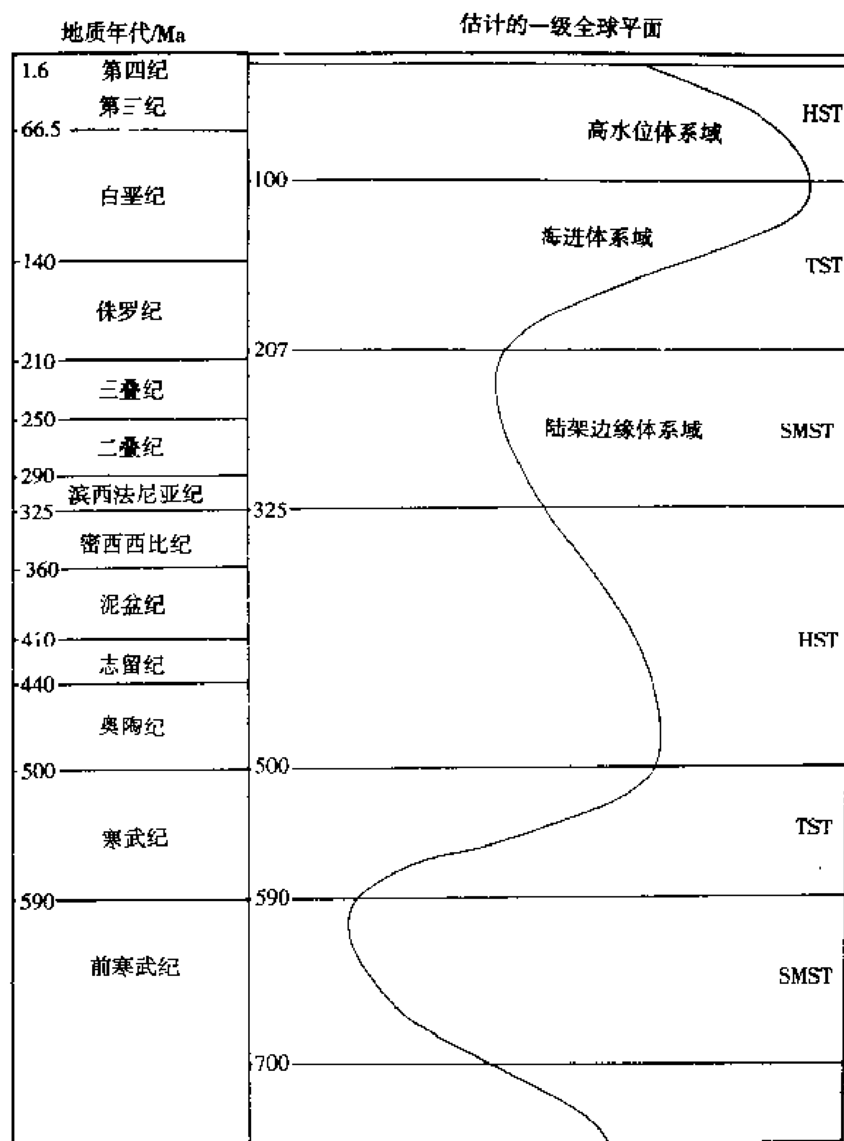


图 2-15 全球一级海平面变化周期与体系域类型(据 Vail 等,1985)

或超层序。每个层序都是由低位体系域(陆棚边缘体系域)、海侵体系域和高位体系域组成的。例如侏罗纪二级海平面变化周期形成的二级层序包括了早侏罗世低位体系域、中侏罗世海侵体系域和晚侏罗世高位体系域。

三级周期亦是全球性海平面变化周期,中新生代存在 120 个三级周期,在尚未发表的古生代海平面升降曲线中存在 127 个三级周期。在一个三级海平面升降周期内形成的地层就是一个层序,它包括了由一系列准层序组组成的低位体系域(陆棚边缘体系域)、海侵体系域和高位体系域。在对三级周期形成的层序进行全球性对比时应充分考虑区域构造运动影响。

从理论上讲,全球范围的四级和五级海平面升降周期具有对比性,但实际上由于受区域构造、沉积物供给、气候等多种因素的影响,很难进行全球性四级和五级海平面变化周期的对比。四级周期持续时间为 0.1～1 Ma 或 0.2～0.5 Ma,多起因于大陆冰盖生长和消亡或天文驱动力。五级周期持续时间为 0.01～0.1 Ma 或 0.01～0.2 Ma,主要反映了米兰柯维奇冰川全球海平面变化旋回。四级海平面升降所形成的沉积地层往往是复杂的,它既可形成一个完整的四级层序,也可形成一个或几个准层序,这主要取决于海平面升降和盆地沉降之间的关系。五级海平面升降周期多表现为一个快速的海平面上升和缓慢的下降或静止,因此,五级周期很难形成

一个完整的沉积层序，往往形成一个可以在区域上进行对比的准层序。

根据层序地层学原理，一个实际沉积层序的形成来自多个外力的周期性复合驱动，并且具有分级嵌套性。不同级别的层序发育与可容空间及可容空间的变化速率密切相关。因此，我们现今在地层记录中看到的不同级别的沉积层序往往是不同级别海平面升降旋回耦合的结果。

第三章　准层序和准层序组

第一节　准层序特征

一、准层序边界和准层序沉积特征

1. 准层序边界及其特征

准层序是层序地层分析中最基本的沉积单元，是一个以海泛面或与之相对应的面为界的、成因上有联系的层或层组构成的相对整合序列。在层序内的特定部位，准层序的顶、底边界可与层序边界一致。准层序沉积厚度一般为几米至几十米，持续地质时间为几万年至几十万年，并可用露头、岩心和测井资料加以识别(图 3-1)。

准层序的边界是一个海泛面及与之相关的界面。海泛面是一个将新老地层分开的界面，跨过这个界面存在着水深突然增加的证据。这种水体突然的加深通常伴随着微弱的海底侵蚀作用或无沉积作用，反映存在着较小规模的沉积间断，但却没有因河流回春作用产生的陆上侵蚀或沉积相向盆地中央方向的迁移。海泛面之上难以发生上覆地层的上超，除非海泛面与层序边界重合。浅海地区的海平面通常是个平整的界面，地势起伏几十厘米至几米，界面之上富集碳酸盐矿物、磷灰石或海绿石，并且海泛面上下地层的岩性和沉积厚度也发生了突然的变化。

大多数准层序边界海泛面均存在着深水沉积与浅水沉积的一个截然界面。有时，在野外露头和岩心资料上，可以观察到与层序边界不一致的海泛滞留沉积。这些海泛滞留沉积厚度较薄(<1 m)，多由侵蚀早期沉积物所组成，它们多呈不连续状态分布在陆棚海泛面的顶部。与陆棚地区海泛作用相关的滞留沉积物包括以下 4 种沉积类型：

① 钙质结核滞留沉积。具这种滞留沉积物的海泛面常与层序边界一致。当海平面较大幅度下降时，陆棚大面积出露地表遭受风化剥蚀；河流深切陆棚表面沉积物形成深切谷及河流间沉积。在干旱气候条件下，在土壤层形成钙结层或分散的钙质结核。在海泛过程中，易受侵蚀搬运的粘土级细粒沉积物发生侵蚀迁移，而那些直径在 2～3 cm、形态不规则的钙质结核就会残留在海泛面上，形成钙质结核滞留沉积。

② 潜穴化的并被波浪和流水改造的滞留沉积。在海泛作用之前，生物的潜穴作用以及生物粘液的粘结作用使得潜穴周边的沉积物变得粗大起来。当陆棚地区海水突然加深时，早期潜穴化的准层序沉积物受到了波浪和水流的强烈改造作用，使得相对细粒的组分被冲走，而粗粒的沉积物集中起来。由于波浪和水流的改造作用是一个逐渐变化的过程并且存在一定的后延性，所以难以确定一个界面将被波浪和水流改造过的沉积物与残存的早期准层序区分开来。潜穴化的并被波浪和流水改造的滞留沉积物位于准层序顶部海泛面附近，并常与层序边界一致。

③ 堆积在海泛面之上的颗粒碳酸盐岩。在海平面快速上升之后、大量硅质碎屑进入陆棚之前，海平面之上可形成由陆棚生物群构成的分布广泛的厚 1～2 m 的板状介壳层。在远离深切谷且海泛面与层序界面一致的地方，在海平面上升期间，由于陆源碎屑物质供给较少，沉积水体不断清澈且易饱和碳酸钙，可形成由鲕粒层或豆粒层构成的沙洲和沙坝。当海平面继续上升，碳酸盐颗粒不再受到波浪搅动时，浅滩就停止了生长，并可因受到后来风暴的局部改造而

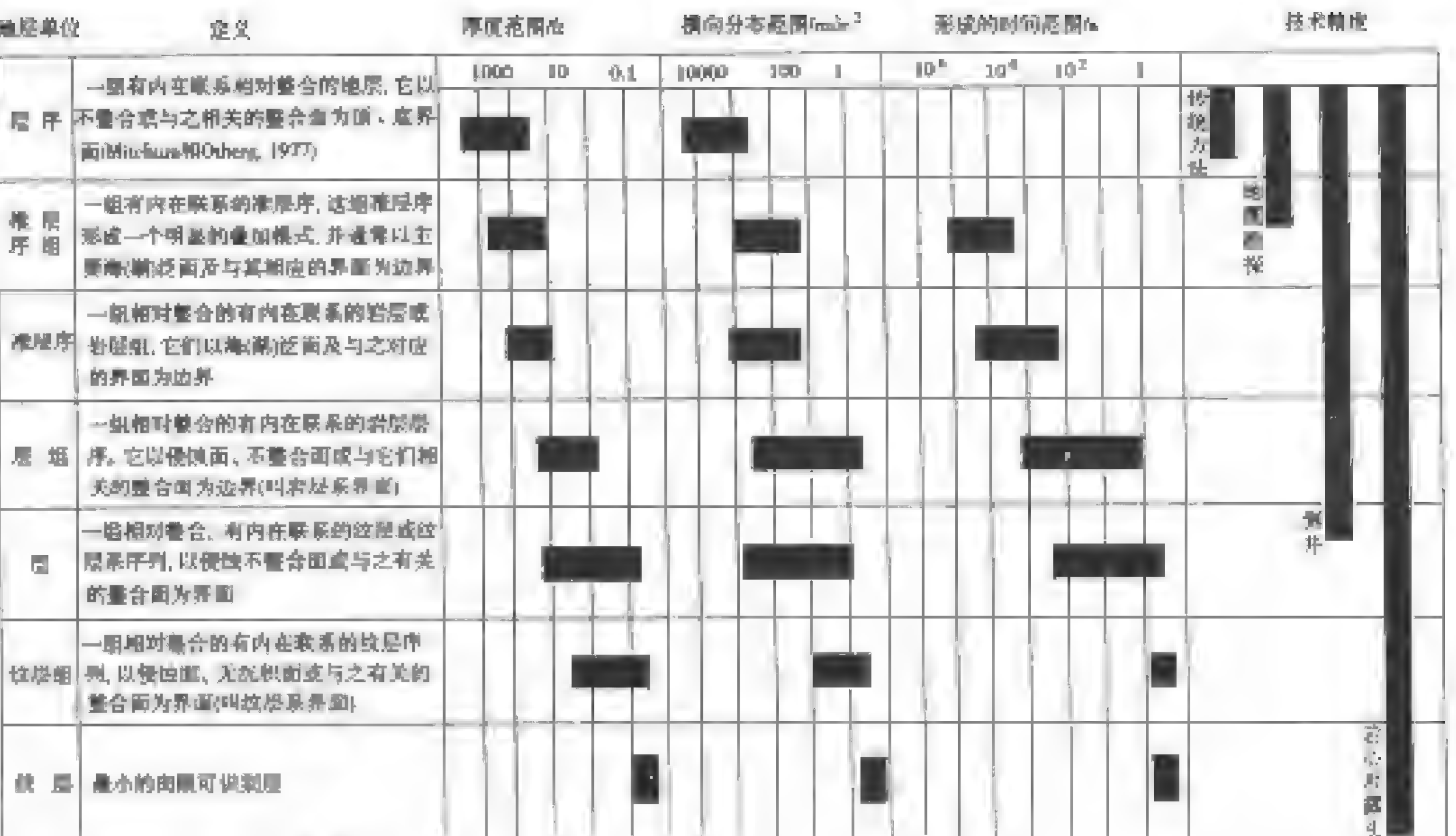


图3-1　不同级别层序地层单元的特征

分布在早期陆棚沉积物之上。

④ 河道滞留沉积物。这是一种最为常见的滞留沉积物，它位于深切谷底的层序边界之上。这种滞留沉积物是在海平面下降期间形成的。此时河流深切陆棚沉积物表面形成深切谷，并在其中充填了厚可达几十厘米、厚度变化较大的浑圆石英质卵石。当后来海平面快速上升时，海水冲刷掉石英质卵石周围的细粒沉积物，而将粗粒的卵石残留在层序边界面或海泛面之上，形成河道滞留沉积物。

准层序边界是由海泛面所限定的，因此在没有水深突然变化证据的沉积环境中是识别不了准层序的。海泛面在海岸平原和陆棚地区均存在相对应的沉积界面，比如，海岸平原的煤层、广泛分布的越岸泥岩和冲积平原上潮湿母岩风化残积物（古土壤），不存在显著的河流回春、陆上侵蚀、海岸上超向下迁移和上覆地层上超等反映层序边界的标志。所以在海岸平原、三角洲、浅滩、河口湾和陆棚等沉积环境中可以识别准层序。在陆棚地区与海泛面相关的界面是一个整合面，没有显著的沉积间断，并以薄层的碳酸盐岩、富含有机质的泥岩、富集海绿石和火山灰、缺乏陆源碎屑物质的较深水沉积为特征。穿过与海泛面一致的陆棚区沉积界面缺乏明显的水深变化证据。在水体深度较大的盆地斜坡和深海平原地区，由于缺乏水深变化的证据，所以难以识别准层序。但 Mitchum 和 Wagoner(1991)推论，深海沉积的单个浊积扇朵叶或具天然堤的水道代表了一个准层序。

2. 准层序沉积特征

根据准层序的定义，准层序的边界是能够分隔新老地层的海泛面。这就意味着所有的准层序都必须是一个向上沉积水体不断变浅的序列，否则我们就不能根据海泛面来划分确定准层序（图 3-2）。正如前已叙及，在较深水的半深海和深海盆地中是难以识别准层序的，因为人们没有充分的证据表明，在准层序边界处的确发生了在地层记录中能够识别的古水深变化。一个典型的准层序除了具备水体深度向上变浅的沉积序列特征外，还具有单层沉积厚度向上增加、生物扰动构造向上减少、沉积相类型向上变浅以及水动力能量向上变强的沉积特征。一个常见的准层序厚度多为 1～50 m（图 3-2）。

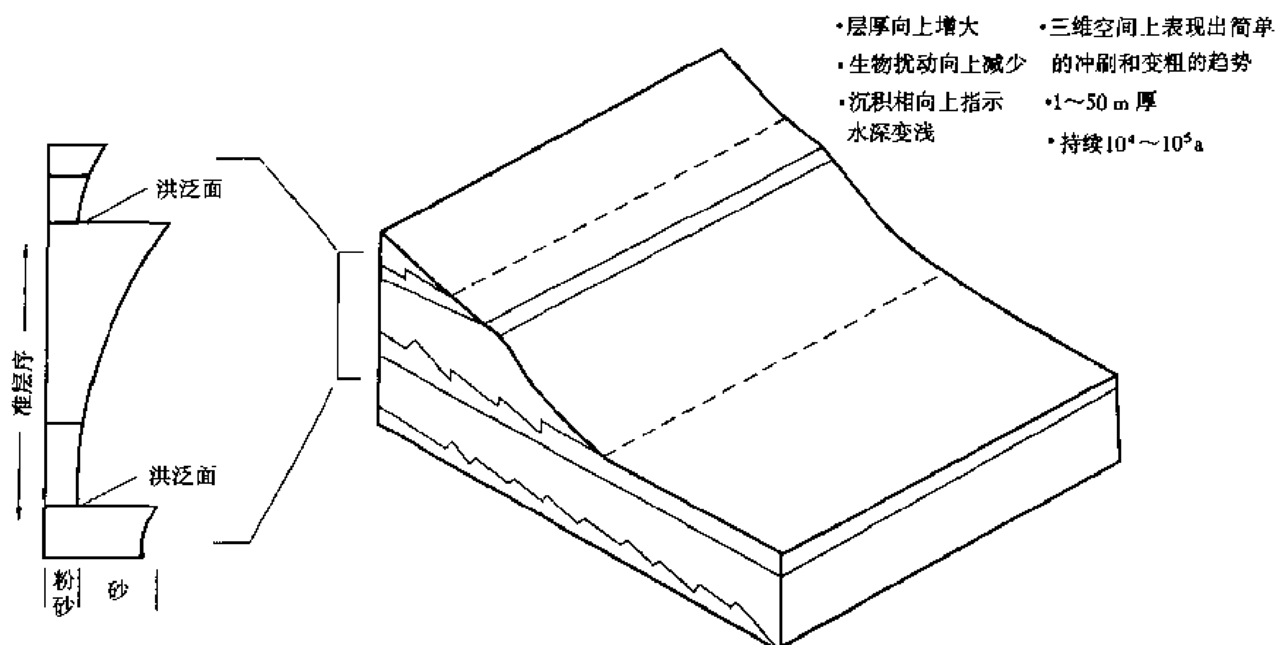


图 3-2 一个理想化的浪控浅海滩层序（据 Myers，1996）

对于在不同沉积背景下形成的准层序来说，尽管每个准层序自下而上均反映水体由深变浅的沉积序列特征，但与该向上变浅的沉积水体相对应的沉积物组合序列是有差异的。

大部分硅质碎屑沉积准层序都是一个向上粒度变粗、沉积水体变浅、单层沉积厚度加大的沉积序列(图 3-3)。在易于识别准层序的滨岸和浅海陆棚区，常见的三角洲、浅滩、河口湾以及前滨、临滨沉积物，在海平面总体下降的沉积背景下，形成于较浅水环境的较粗粒沉积物不断叠覆在先期较深水环境的较细粒沉积物之上，比如前滨厚层砂岩叠覆在上临滨和下临滨较薄层粉细砂岩之上，后来海平面突然上升，形成了准层序的边界。但是，对于潮坪沉积环境准层序来说，准层序是一个粒度向上变细、砂层厚度和砂泥比值向上降低以至顶部出现泥岩和煤的沉积序列(图 3-3)，但沉积水体仍是向上变浅的。众所周知，出露平均高潮线之上的泥坪沉积物主要为泥岩，位于平均高潮线与平均低潮线之间的沉积物主要为砂泥岩，而位于平均低潮线之下的沉积物主要为砂岩。显然，随着沉积水体不断变浅，细粒沉积物将会逐步叠覆在较深水环境的砂粒沉积物之上，形成自下而上粒度变细、沉积厚度变薄、砂泥比值降低的沉积序列(图 3-3)。对于碳酸盐岩沉积准层序来说，仍是表现出自下而上沉积水体由深变浅的沉积特征。但由于碳酸盐岩自身沉积作用的特点，在垂向上，碳酸盐岩准层序总体仍表现为自下而上粒度由细变粗的沉积序列，但也有部分准层序表现为加积特征。

一个准层序沉积厚度的大小主要受控于岸线推进的水体深度。这个水体深度反映了前一个准层序废弃以后的相对海平面上升情况，可以说，一个准层序的厚度是相对海平面上升速率和准层序周期性及沉积物供给等因素相互作用的结果。若一个准层序的周期是相对恒定的，那么低缓的相对海平面上升速率就会造成较小的可容空间，若沉积物供给速率低则形成薄层准层序；快速的相对海平面上升速率和快速沉积物供给就会形成厚层准层序。从而可以依据准层序厚度变化特征去识别相对海平面上升速率以及沉积物供给速率的变化。Posamentier(1988)认为，低位前积楔状体准层序以向上厚度加大为特征，反映了加速的相对海平面上升，而高位前积楔状体却以向上沉积厚度变薄为特征，这是因为相对海平面上升具有减速特点。

二、准层序空间相变关系和形成机理

1. 准层序空间相变关系

准层序的准确确定和划分是进行高分辨率层序地层学研究的基础。为了准确划分准层序，就必须详细研究准层序的空间变化关系以及相对海平面变化速率、沉积物供给速率的变化。故 Exxon 公司(1982)在美国犹它州东部白垩系 Blackhuwk 组出露很好的露头上钻了 3 口井，并进行了相应的测井和取心。露头资料与该露头地下岩心、电法和放射性测井资料综合研究表明，准层序的垂向和侧向相变特征具有良好的规律性。依据这种变化规律可以在覆盖区进行准层序的划分对比研究，可为高分辨率层序地层学研究提供可靠的年代地层框架。

Exxon 公司研究人员对美国犹它州白垩系露头研究后指出，准层序的垂向相变关系是以砂泥比值向上增大、砂层厚度向上加厚、沉积物粒度向上变粗、沉积环境水体向上变浅为特征的，这种向上粒度变粗、砂岩沉积厚度加大的地层叠置样式反映了随着沉积水体变浅的沉积物进积作用。美国犹它州白垩系露头取心资料表明(图 3-4)，取心井段 A(156～218 ft)下部为互层的下临滨泥岩和含潜穴的丘状交错层理砂岩，上部由上临滨和前滨的槽状和板状交错层理砂岩及冲洗层理砂岩组成。该准层序的顶部边界位于该取心井段 A 158.5 ft 处，以深水的暗色陆棚泥岩为标志，并与下伏的受生物潜穴扰动的前滨砂岩直接接触。在露头上，可沿沉积倾向方向侧向追踪该准层序 24 km。取心井段 B 钻遇到了两个准层序(图 3-4)。下面的准层序自下

而上由陆棚成因的潜穴化黑色泥岩、局部受生物扰动的具浪成交错层理的砂岩和临滨成因的潜穴化具丘状交错层理的砂岩夹薄层黑色泥岩构成。准层序顶界为直接上覆于具丘状交错层理的砂岩之上的黑色泥岩(247 ft 处)。取心井段 B 上面的准层序开始于潜穴化的黑色陆棚泥岩和薄层具浪成交错层理的砂岩，向上为临滨成因的潜穴化的具丘状交错层理的砂岩，准层序边界位于 260 ft 处，为与下伏具丘状交错层理的砂岩呈突变接触的黑色泥岩。在露头上，可沿沉积倾向方向侧向追踪取心井段 B 的两个准层序约 19 km。

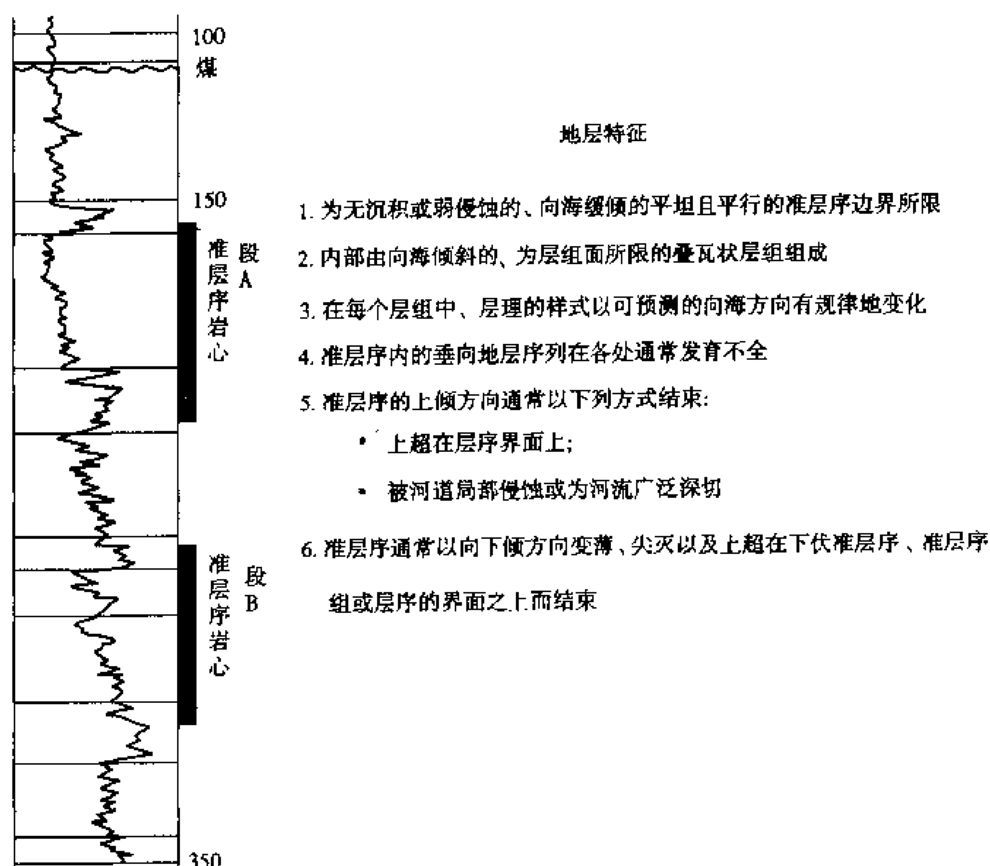


图 3-4 美国犹它州白垩系露头钻井剖面准层序划分(据 Wagoner,1990)

准层序侧向相变关系分析研究非常利于准层序的侧向划分和对比，这也是进行高分辨率层序地层学的关键。Wagoner 等人(1990)以滨岸沉积环境为例，讨论了滨岸沉积不同微相准层序的垂向特征和电测曲线响应以及它们的侧向对比关系(图 3-5)。前滨沉积以向海缓倾的具冲洗层理的砂岩为沉积特征，向海方向渐变为上临滨具槽状交错层理的砂岩，前积纹层陡倾。再向海方向，上临滨具槽状交错层理的砂岩被下临滨具丘状交错层理的砂岩所取代，并且砂岩厚度不断减薄，最后尖灭到受生物扰动的陆棚泥岩之中。向陆方向，前滨沉积的具冲洗层理的砂岩突然相变为冲溢扇沉积、海岸平原薄层砂泥岩沉积或被进潮口沉积物截切。在图 3-5A、B、C 3 口井中，均可以见到典型的准层序沉积序列特征，但由于较浅水沉积物不断地向海的进积作用，造成准层序在垂向上难以保存完整序列，即准层序沉积序列缺少完整性。

在向陆地方向，准层序沉积物可上超在层序边界之上并发生厚度减薄和尖灭，或因冲积平原河道的冲刷侵蚀作用而使准层序沉积发生终止。在向盆地中央方向，每个准层序沉积物中的砂岩不断变薄，页岩不断增厚，以至在较深水区失去了准层序的特征，这样以来，人们就很难识别准层序了。

2. 准层序形成机理

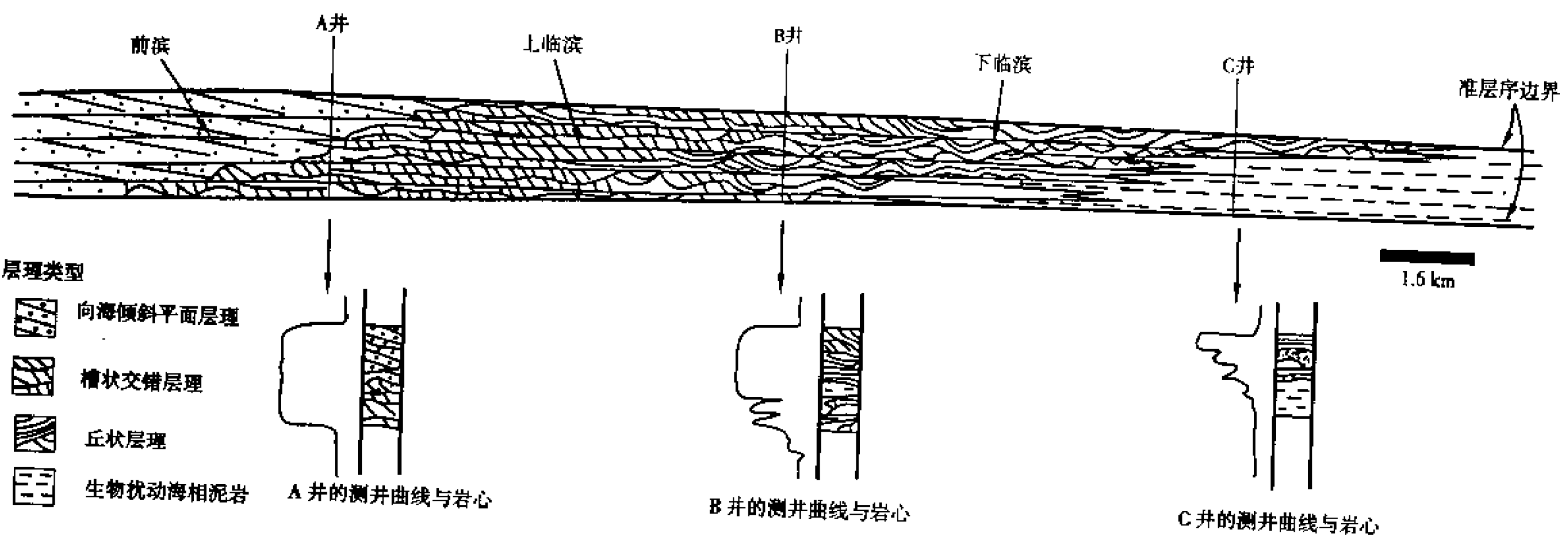


图 3-5 滨岸准层序侧向相变关系(据 Wagoner 等,1990)

滨岸浅海等地区的准层序是在沉积速率大于该地区可容空间增大速率时形成的。后来，可容空间突然增大，沉积岸线迅速向陆后退，形成了准层序的顶界。也就是说，海泛时可容空间的增大速率明显地超过了沉积物的沉积速率。

一个完整准层序的形成是与海平面相对升降变化密切相关的(图 3-6)。在准层序形成的第一个阶段，沉积物的沉积速率大于海平面相对上升速率或海平面处于相对下降状态。此时沉积物不断向前推进，较浅水沉积相上覆在相对较深水沉积物之上，形成自下而上沉积水体由深变浅的准层序沉积序列。第二个阶段是海平面上升速率明显大于沉积物供给速率形成海泛面的时期。此时在第一个阶段形成的沉积物之上产生了硅质碎屑沉积物的无沉积作用面，并可在该面上沉积薄层碳酸盐岩、海绿石、富含有机质的泥灰岩或火山灰，也可以在早期沉积物顶面形成不同类型的海泛滞留沉积。第三个阶段是形成新的准层序沉积阶段。即此时海平面发生较明显的相对下降，沉积物供给速率大于可容空间增长速率，沉积物不断向前进积，形成新的准层序。新的准层序叠覆在前期准层序顶界海泛面之上，穿过该海泛面存在明显的水深增加的证据。

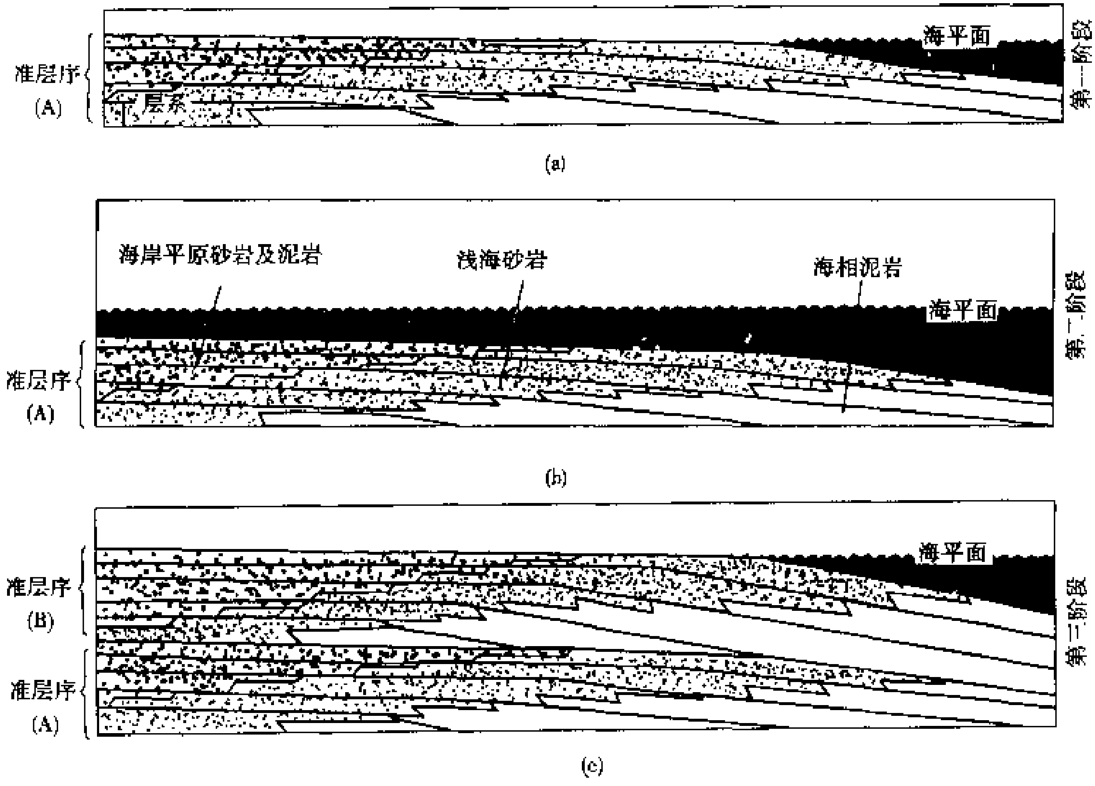


图 3-6　准层序的形成过程(据 Wagoner 等，1990)

另外，滨岸地区三角洲注入河流的改道和滨岸地区突然的断陷作用也会造成海平面的相对上升。例如，1964 年阿拉斯加地震和 1960 年智利地震，在很短的时间内使海岸线分别下降了 2 m 和 3 m，影响面积近十万平方公里，造成滨岸沉积物被较深水沉积物淹没，形成了水深突然增加的准层序边界。

准层序边界的详细划分和确定有利于在一定沉积区域内进行高分辨率层序地层学研究。众所周知，当水深增加速率明显大于沉积物沉积速率时便形成了准层序的边界。但是，在某些特定情况下，准层序边界可与层序边界相一致(图 3-7)。准层序边界与层序边界相一致的第一种情况是在某层序海进体系域形成以后，海平面发生了较明显的下降，使得较年轻层序中的低位体系域直接上覆在下伏层序海侵体系域之上并截断了该海侵体系域中的准层序。在图 3-7

中A、B两口井处，貌似存在着完整的准层序。实际上，较年轻层序低位体系域的底界是层序边界，它分隔了下伏海侵体系域中准层序与上覆低位体系域准层序，使层序边界与准层序边界相一致(图3-7)。第二种情况是，层序边界构成了准层序的顶界。实际上，该界面是层序边界与准层序顶界(海泛面)的重合界面。早期层序高位体系域沉积形成以后，海平面发生了快速下降，使得陆棚表面遭受剥蚀，并形成较年轻层序的低位体系域，后来海平面上升形成了覆盖在早期陆棚沉积准层序之上的海泛面，从而造成了层序边界与准层序顶界及海泛面的相关一致性(图3-7)。

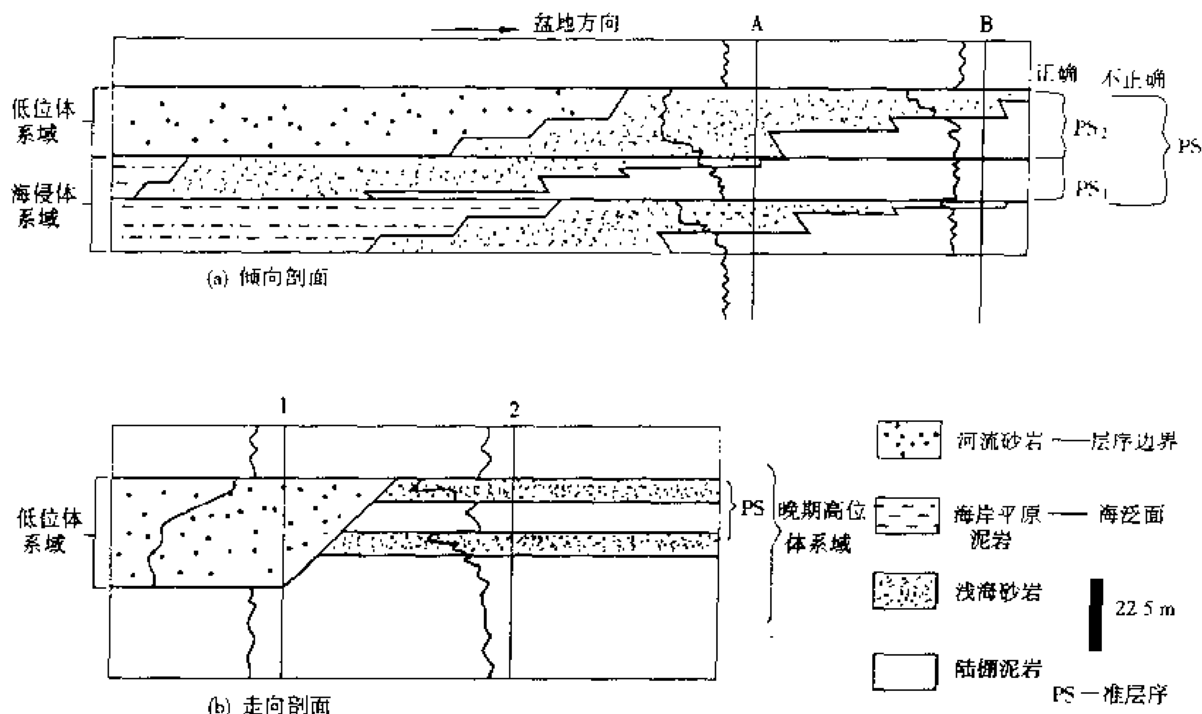


图3-7　准层序边界与层序边界相一致剖面(据Wagoner等，1990)

(a)层序边界截切下海侵体系域并侵蚀A井的下临滨砂和B井的海相泥岩，PS_2底为层序边界，上为海泛面。PS_2下为海泛面，上为层序边界。如果将准层序限定于海泛面之间则是错误的(右侧解释)。(b)准层序上为层序边界，下为海泛面。顶界面是最大海泛面、层序边界面和海进面三种界面重合的结果

第二节　准层序组特征

一、准层序组类型

1. 准层序组概念和边界特征

准层序组是指由成因上相关的、一套准层序构成的、具特征堆砌样式的一种地层序列。该地层序列沉积厚度多为几十米至几百米，平面分布范围可达几千平方千米，持续地质时间为几万至几十万年，它可以通过露头、钻井、测井和岩心资料加以识别(图3-1)。每个层序中的某个体系域可以包含一个准层序组，也可以包含几个准层序组。在沉积速率和沉降速率均高的地区，一个体系域中常包含几个准层序组。

准层序组是一套成因上有联系的准层序独特叠置样式。它的边界是明显的或规模较大的海泛面和可与之对比的地层界面。准层序组边界能够有效地将不同的准层序叠置样式区分开来。有时它与层序边界相一致，也可以是体系域边界或上覆地层的下超界面。显然，准层序组

边界的规模明显大于准层序边界的规模。准层序组边界——主要的海泛面可以作为较大区域的地层对比标志层。

2. 准层序组类型

考虑沉积物沉积速率和可容空间变化速率之间的关系，根据准层序垂向堆砌结构特征，可以将准层序组划分成 3 个典型类型，即进积式、退积式和加积式准层序组(图 3-8)。

进积式准层序组是在沉积物沉积速率大于可容空间增长速率的情况下形成的，所以较年轻的准层序依次向盆地中央方向推进。尽管进积准层序组中的每个准层序都是一个向上粒度变粗、水体变浅的沉积序列，但是对于整个进积式准层序组来说，在盆地的某一个位置，自下而上，砂岩厚度不断增大，泥岩厚度不断减薄，砂泥比值加大，总体构成一个向上水体变浅的准层序堆砌样式。该沉积序列常响应于自然电位曲线的厚层高幅复合箱形、漏斗形特征(图 3-8)。每个层序低位和高位前积楔状体通常是由进积式准层序组构成的。

退积式准层序组是在沉积速率小于可容空间增长速率的情况下形成的，所以年轻的准层序依次向陆方向退却。尽管每个准层序都是进积作用的产物，但就整个退积式准层序组垂向序列而言，自下而上，砂岩单层厚度减薄，泥岩厚度加大，砂泥比值降低，沉积水体向上变深，整体构成水体向上变深的准层序堆砌样式(图 3-8)。在自然电位曲线上，每个准层序均响应于漏斗形或箱形—漏斗形，但向上泥岩基线所占比重越来越大。退积式准层序组常是海侵体系域的沉积响应。

加积式准层序组是在沉积物沉积速率基本等于可容空间变化速率时形成的，所以相邻的准层序之间没有明显的沉积岩相侧向移动(图 3-8)。对于整个加积式准层序组垂向序列而言，

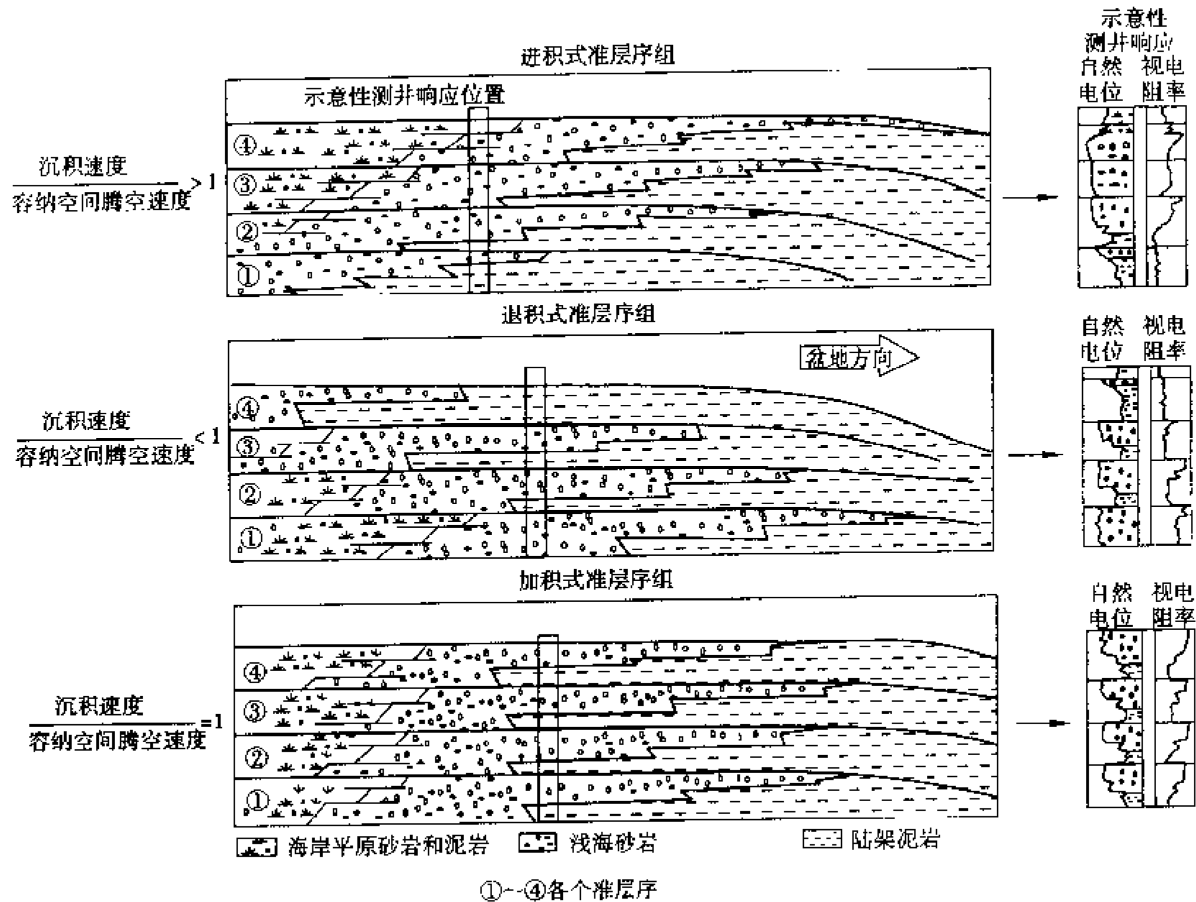


图 3-8 准层序组类型及准层序叠置样式(据 Wagoner，1990)

砂、泥岩沉积厚度和砂泥比值几乎没有明显变化，整体构成每个准层序沉积水深基本不变的地层堆砌样式，故每个准层序的自然电位曲线形态具有良好的相似性。加积式准层序组通常是高位体系域早期沉积和陆棚边缘体系域的沉积响应。

二、准层序组空间相变关系和年代地层对比意义

1. 准层序组垂向相变关系

前已叙及，可以根据露头和钻井、测井及岩心资料来确定准层序及其垂向叠置样式，故下面将以钻井、测井资料为例来说明准层序组的垂向相变关系(图 3-9)。

对于在滨岸浅海沉积环境中形成的进积式准层序组来说，除了进积层序具备的向上沉积水体不断变浅的准层序叠置样式以外，时代最新的准层序可全部由海岸平原沉积物组成，并且所含的滨岸砂岩多，原生沉积孔隙度大；而时代最老的准层序几乎由陆棚暗色厚层泥岩组成，所含的滨岸砂岩少。所以说，进积式准层序组自下而上岩相由较深水的陆棚沉积变化为较浅水的滨岸沉积，并且表现出单个准层序沉积厚度不断加大的特点(图 3-9)。

退积式准层序组的垂向相变关系却表现为时代较新的准层序多由较深水环境的下临滨、三角洲前缘远端或陆棚环境的泥质沉积物组成，并且随着地质时代变新，较深水的暗色泥岩沉积越来越多；而时代较老的准层序具有更多的海岸平原砂岩或河口湾砂岩沉积，且准层序沉积厚度大于时代较新的准层序沉积厚度。总体来说，退积式准层序组岩相垂向变化表现为自下而上沉积水体由浅变深、准层序沉积厚度不断加大的特征(图 3-9)。

加积式准层序组岩相垂向变化是不明显的，也就是说，自下而上每个准层序的沉积岩相和砂泥比值基本上没有发生变化。但是，由于每个准层序形成的地质周期不同或在每个准层序形成时沉积速率和可容空间变化速率不同，所以每个准层序的沉积厚度在垂向上并不存在规律性变化。然而，经精细对比分析就会发现，尽管每个准层序的沉积厚度不同，但每个准层序的砂泥比值却是相同或相似的(图 3-9)。

2. 准层序组侧向相变关系

在单个钻井、测井剖面上，可以研究不同准层序的垂向叠置样式，同样利用多井钻井、测井资料也能分析不同类型准层序组的侧向相变关系(图 3-8)。

每个准层序的边界是海泛面，每个准层序组的边界是明显或主要的海泛面。在同一个准层序内，浅水沉积相总是逐渐向盆地中央方向迁移，直至发生海泛。但是，对于不同类型的准层序组来说，其沉积相的迁移规律是不同的(图 3-8)。对于进积式准层序组来说，浅水沉积相带不断向盆地中央方向迁移，或者说，年轻的准层序呈阶梯状不断向盆地中央方向依次推进。同样，每个准层序中向陆尖灭变薄为海岸平原泥岩的海相孔隙性砂岩也是以较年轻的准层序呈阶梯状向盆地中央方向迁移。在每个准层序中，孔隙度最高的砂岩大致位于海相岩石向陆相尖灭的地方。这种尖灭很突然，侧向变化范围仅为 30 m 左右。例如美国犹它州赫尔珀地区进积式准层序组中的浅海海滩砂岩向陆方向被移动的进潮口切割形成侵蚀面，并在侵蚀面上沉积了厚 4.6 m、向陆倾斜的叠瓦状三角洲。在退积式准层序组中，沉积相带逐渐向陆地方向迁移或者说较年轻的准层序呈阶梯状逐渐向陆方向后退(图 3-8)。沉积在滨浅海环境的砂岩大多集中在退积式准层序组中部，这里的砂岩孔隙度最高，该多孔隙性砂岩向上倾方向尖灭并朝陆地方向相变为无孔隙的海岸平原泥岩。加积式准层序组中的沉积相带几乎不发生横向变化，或者说，不同地质时代的准层序在横向上未发生明显的相的迁移(图 3-8)。因此，孔隙性滨浅海砂岩在垂向上相互连通增厚，形成连通性好的厚层潜在储集层。

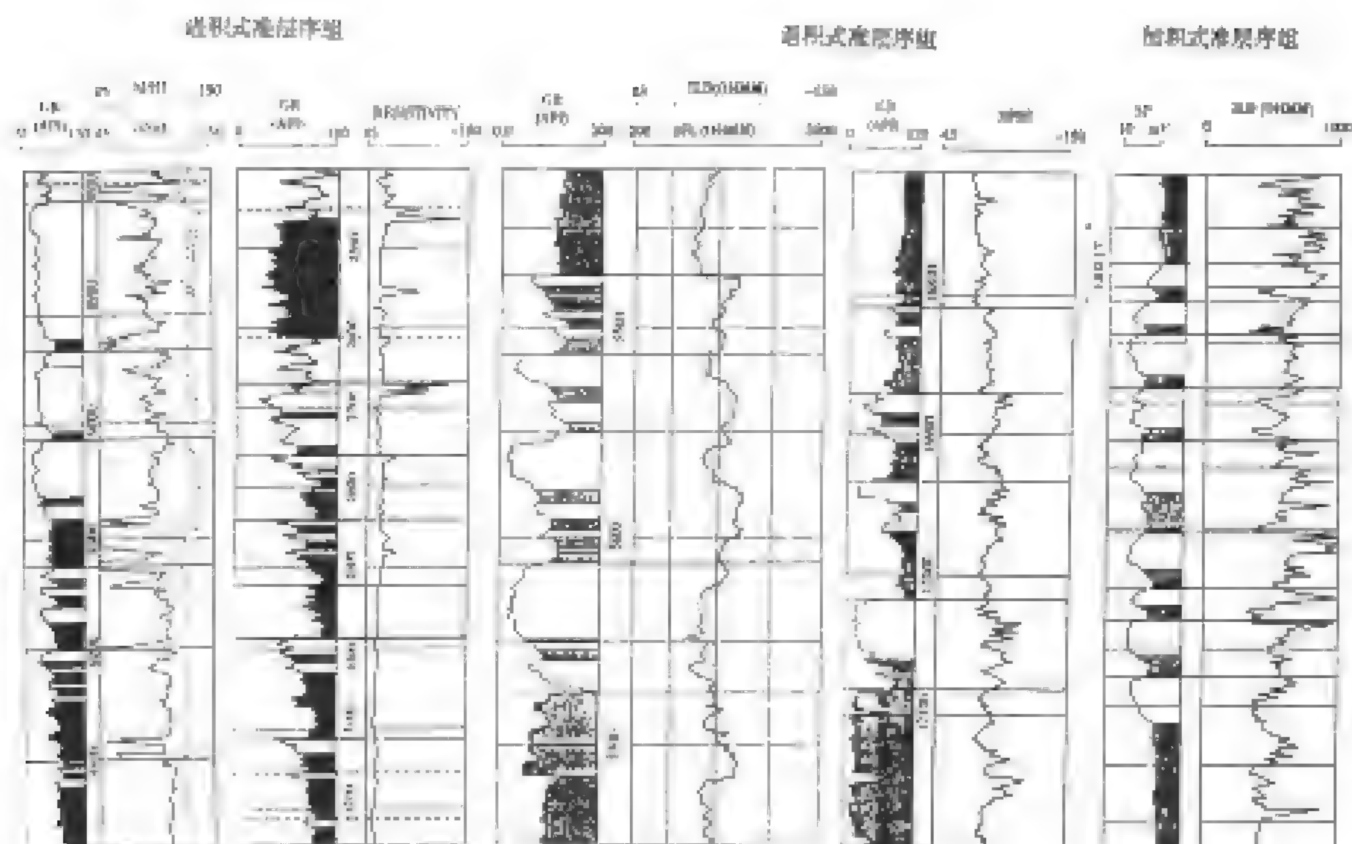


图 3-9　依据钻井、测井资料解释的准层序组类型(据 Wagoner 等，1990)
进积、加积和退积式准层序组均形成滨岸陆棚沉积环境

5. 准层序组的年代地层对比意义

准层序和准层序组的边界均是不同级别或不同规模的海泛面，该海泛面具有年代地层意义，因此，据海泛面建立的准层序和准层序组地层对比格架是具有地层年代意义的。但是，利用岩性相似的岩石地层学对比方法会产生不同程度的穿时性地层对比结果。依据层序地层学和岩石地层学对同一套地层进行划分对比，可以得出明显不同的地层对比结果，下面将以进积和退积式准层序组的地层划分对比来说明层序地层与岩石地层对比结果的差异。

进积式准层序组的边界是明显的或主要的海泛面，其内部每个准层序之间的边界均是具有年代地层意义的海泛面，依此海泛面可以建立层序地层年代框架(图 3-10)。每个较年轻的准层序中浅海和滨岸平原沉积物均呈阶梯状向盆地中央推进。浅海砂岩为潜在的有利油气储层，其上、下多被陆棚暗色泥岩分隔，垂向上砂体连通性较差。若该类砂岩储层被油气充满，则油水界面将是分隔的。浅海相砂岩向陆方向相变为滨岸平原岩石，在其附近，相邻准层序的砂岩可因合并而使某些潜在的储层具有良好的垂向连通性。若是按岩石地层对比方法对进积式准层序组进行地层对比，则会得出不同的地层对比结果。因为不同准层序中的浅海砂岩具有相似的岩性特征和电性响应，所以常将浅海砂岩的顶面作为岩性地层对比的标志层。这样就会将不同准层序中具有相似岩性类型、相似孔隙度和流体特征及相似电性响应的砂岩对比连接起来，其结果是将本不该相连的砂体连接起来，夸大了浅海相砂体的连通性。同时也将原本连通的砂体孤立了起来(图 3-10)。

退积式准层序组的层序年代对比也是依据具有等时地层意义的海泛面进行的，可用海相页岩具代表性的电阻率标志层作为各准层序年代地层对比的标志。每个准层序均是进积的，浅

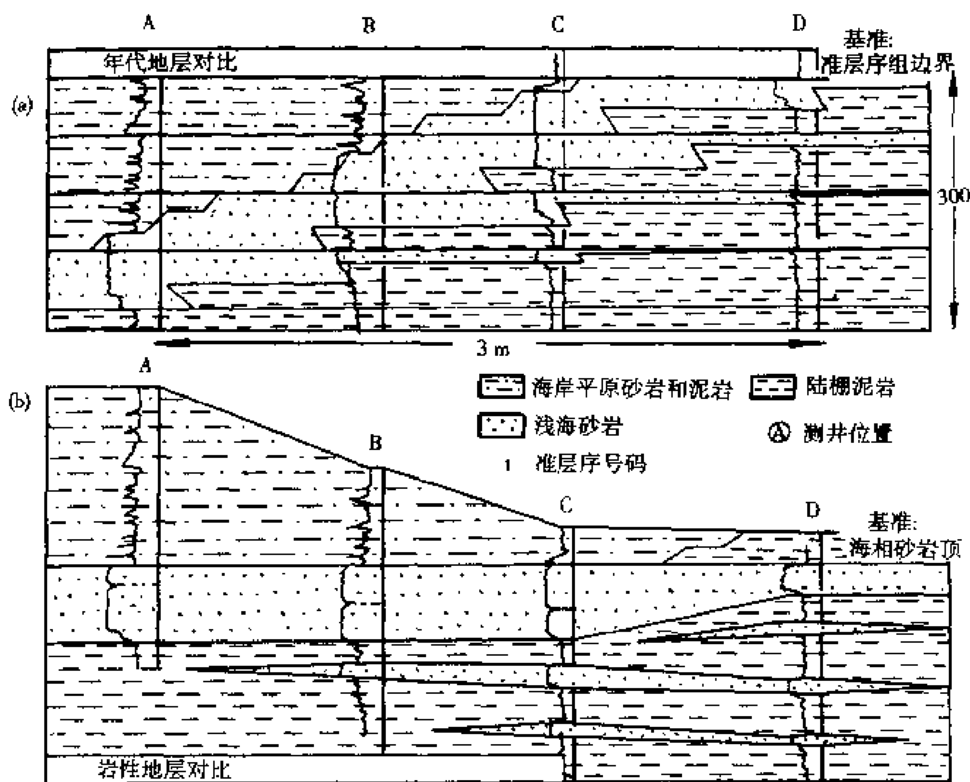


图 3-10 进积准层序组层序地层与岩性地层对比方案(据 Wagoner,1990)

海相砂岩向陆方向相变为滨岸平原岩石。每个准层序中的浅海相砂岩均呈孤立的砂体位于陆棚泥岩之中,通常具有独立的油水界面。从垂向上看,年轻的浅海相沉积呈阶梯状向陆方向连续后退,并且砂体垂向上互不连通。但是若根据岩性地层对比方法将不同井位中具相似岩性突变界面和电性响应的浅海砂岩顶面进行对比,则会使得原本互不连通、具独立油水界面、不同准层序中的浅海砂岩连通起来,构成一个规模更大的、连续的、具统一油水界面的砂体(图 3-11),这样就极大地夸大了储层的连通性。当我们对这类储层进行油气资源开发时,就会发现存在多个分隔的油水界面,造成地层对比解释方案与油田开发效果之间的矛盾。

从上面的分析对比可以看出,采用层序地层和岩石地层对比方法对同一套沉积层序进行地层划分对比会得出不同的结果(图 3-10、3-11)。这个结果会明显影响到人们所采用的勘探开发方案以及如何对油气田开发方案进行调整等一系列问题。显然,层序地层对比所建立的年代地层框架有利于高效地进行油气资源勘探开发,是石油勘探开发科技人员值得重视和采用的一种地层对比方法。

图 3-11　退积准层序组层序地层与岩性地层对比方案(据 Wagoner,1990)

第四章　海相碎屑岩层序地层学

自然界的沉积地层记录总是表现出不同时空尺度的旋回变化。风暴—晴天更替和洪泛—非洪泛更替是引起短期沉积旋回的一种因素。沉积环境的侧向变化可引起较长时期的沉积旋回，而更大规模的、更长期的沉积旋回可能是全球海平面升降变化、构造活动和气候变化及沉积物供给速度的变化引起的。在层序地层学研究中，其核心就是研究由海平面相对变化产生的沉积旋回，而不是研究像由河流改道形成的自旋回。随着全球海平面、沉积物供给速度、构造沉降速率和气候的变化，就会在地层记录中形成以不整合面为边界的、垂向上相互叠置的沉积单元——层序。

层序是指顶底以不整合面及与之可对比的整合面为界的、一套相对整一的、成因上有联系的地层，它是层序地层学分析的基本地层单元，而层序的基本建造单元是准层序和准层序组。Wagoner(1990)认为，层序是在一个三级全球海平面升降旋回中沉积而成的，形成时限为数十万至数百万年，层序厚度为数十至数百米，侧向分布为数百至数万千米。

经典的层序地层学起源于被动大陆边缘的海相碎屑岩盆地。近十来年，层序地层学的基本理论和概念体系不仅在被动大陆边缘盆地得到了广泛的应用，而且在构造活动的沉积盆地，如前陆盆地也取得了富有成效的研究成果。因此，本章除了介绍被动大陆边缘层序地层研究成果以外，还将说明诸如前陆盆地的层序地层样式。

不同构造背景下形成的沉积层序均是由不同类型的体系域或由不同叠置样式的准层序组构成的。因此，根据层序边界类型、准层序的堆砌样式及其在层序中的位置等标准，可将一个层序细分为低位、海侵和高位体系域以及陆架边缘体系域等基本类型。“低位”或“高位”是指体系域在层序中的位置，而不反映海平面变化旋回的特定水体位置或时间。根据沉积滨线坡折带处海平面沉降速率与盆地沉降速率之间的关系以及层序边界类型，可以将海相沉积层序划分为Ⅰ型和Ⅱ型两种类型的层序。Ⅰ型层序由低位、海侵和高位体系域组成，层序底界为Ⅰ型不整合界面及其对应的整合面。Ⅱ型层序由陆架边缘体系域和海侵、高位体系域组成，层序底界为Ⅱ型不整合界面及其对应的整合面。下面将分别讨论被动型和活动型边缘盆地的层序地层特征。

第一节　被动型边缘盆地层序地层学

一、层序边界及识别标志

1. 层序边界类型

层序是指顶底从不整合面及与之可对比的整合面为界的、一套相对整一的、成因上有联系的地层。显然，层序的边界就是不整合面和与该不整合面相关的整合界面。不整合面能将新老地层分隔开来，其上存在着指示重大沉积间断的陆上侵蚀削截或陆上暴露现象。由于沉积盆地边缘地形的差异、相对海平面升降幅度的不同、陆上侵蚀削截或陆上暴露面积的不同以及上覆地层超覆特点的差别，形成了不同类型的层序边界，即Ⅰ型层序界线和Ⅱ型层序界线。Ⅰ型层

序界线是在全球海平面下降速率大于盆地下降速率时产生的,即此时发生了较大规模的相对海平面下降。在此沉积背景下,I 型层序界线响应于区域性不整合界面,其上下地层岩性、沉积相和地层产状可以发生很大变化,具有陆上暴露标志和河流回春作用形成的深切谷(图 4-1)。

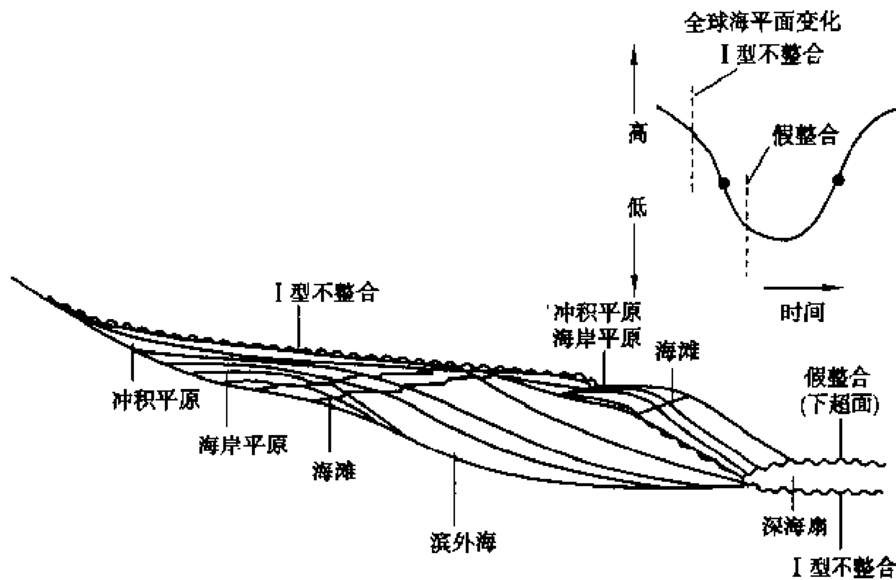


图 4-1　I 型不整合(据 Posamentier,1988)

随着相对海平面下降,河流深切作用不断向盆地中央推进,形成了岩相向盆地中央方向的迁移特征。Ⅱ型层序界线是在全球海平面下降速率几乎等于或小于沉积滨线坡折处沉降速度时形成的。因此,在沉积滨线坡折处未发生明显的海平面相对下降,从而缺乏伴随着河流回春作用所形成的区域性侵蚀,即在沉积滨线坡折向陆一侧存在一定范围的地面暴露现象(图 4-2)。Ⅱ型层序界线上下地层岩性、沉积相及地层产状的变化不如 I 型那么剧烈,但在界线之上存在上覆地层的明显加积作用或海岸上超向盆地方向转移的特点。

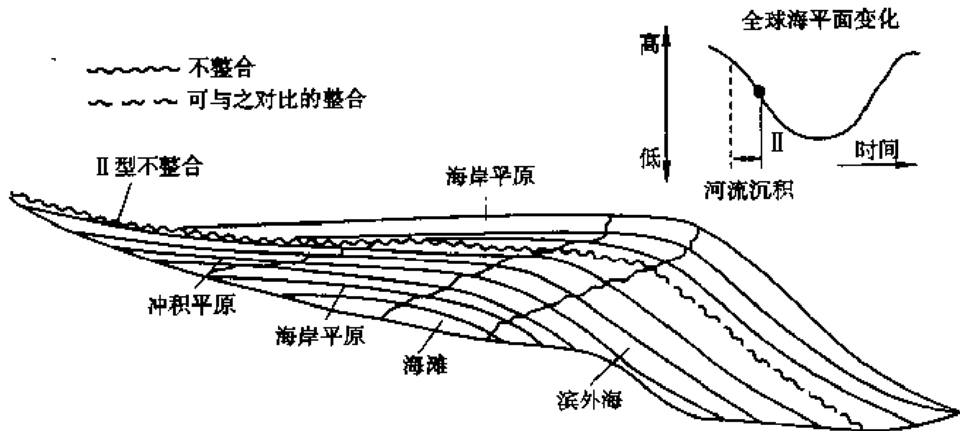


图 4-2　Ⅱ型不整合(据 Posamentier,1988)

从上面分析可以看出,在自然界,I 型层序界线要比Ⅱ型层序界线具有更明显的特征,是比较容易被识别的。Ⅱ型层序界线具有更大的隐蔽性。实际上,I 型层序界线和Ⅱ型界线的形成主要取决于盆地边缘的构造沉降速率。在全球海平面下降的背景下,盆地边缘低速沉降的地方易形成 I 型层序界线,而在盆地边缘高速沉降的地方易形成Ⅱ型层序界线。显然,不同类型层序界线的形成是全球海平面升降变化与盆地沉降速率之间相互作用的结果。这种差异性相互作用就形成了不同层序界线内的不同沉积体系组合方式(图 4-3)。

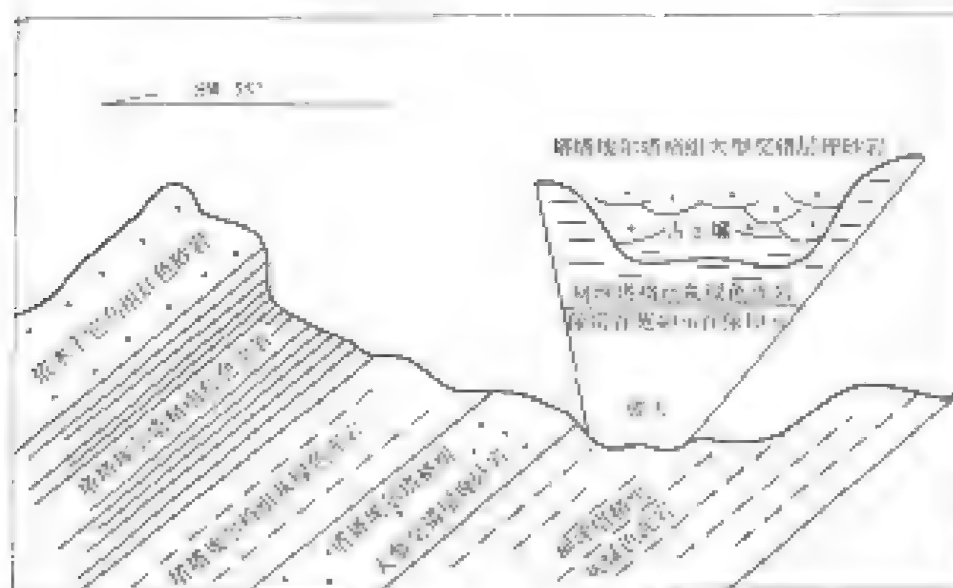


图 4-3　新疆柯坪因干村奥陶系与上覆志留系的不整合接触

2. 层序边界基本识别标志

层序边界是一个不整合面或与之对应的整合面，它在侧向上广泛连续分布，不仅可以覆盖盆地中某个区域或整个盆地，甚至可以同时出现在世界范围内的许多沉积盆地之中。尽管在盆地不同部位的不整合面上下地层之间的地层缺失量是不同的，但这个不整合面和与之对应的整合面确确实实将其上下的新老地层分隔开来，构成了具有年代地层意义的一个界面。所以，层序边界可以为岩相古地理研究提供一个年代地层框架。层序边界在露头、岩芯、测井和地震资料上均有不同程度的响应，在识别层序边界时，应该利用多种资料进行综合判断。

(1) Ⅰ型层序边界的识别标志

① 广泛出露地表的陆上侵蚀不整合面。这个不整合面可分布于整个陆棚地区，也可分布于盆地缓坡，甚至分布于整个盆地(图 4-1)。不整合之上可存在成分和结构成熟度均较高的、厚几十厘米的底砾岩，也可存在厚几厘米至几十厘米的含褐铁矿、铝土矿的古土壤和根土层(图 4-3)；不整合面波状起伏，在平面上可长距离追踪；不整合面上下地层产状可明显不同。

② 层序界面上下地层颜色、岩性以及沉积相的垂向不连续或错位。如杂色泥岩与上覆灰色砂岩接触(图 4-4)。沉积相的垂向错位意味着浅水沉积间断性地上覆在较深水的沉积之上

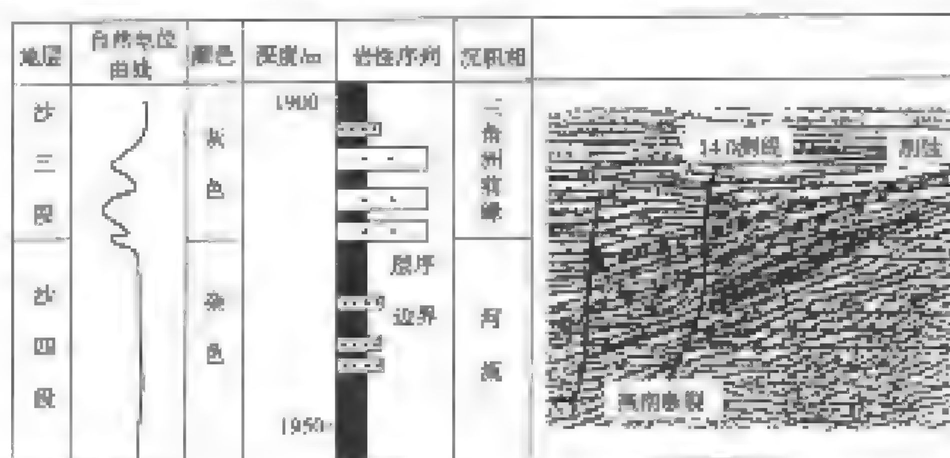


图 4-4　辽河盆地层序边界部分识别标志

(图 4-5),如煤层上覆在滨外陆棚泥岩之上,也可以是上临滨亚相直接上覆在下临滨亚相之上,中间缺失中临滨亚相。相的垂向错位往往伴随着沉积物粒度的突然增加,反映了海平面的相对下降和陆上不整合的发育。相序错位多出现在高位体系域的前积层处和顶积层向盆地一侧。

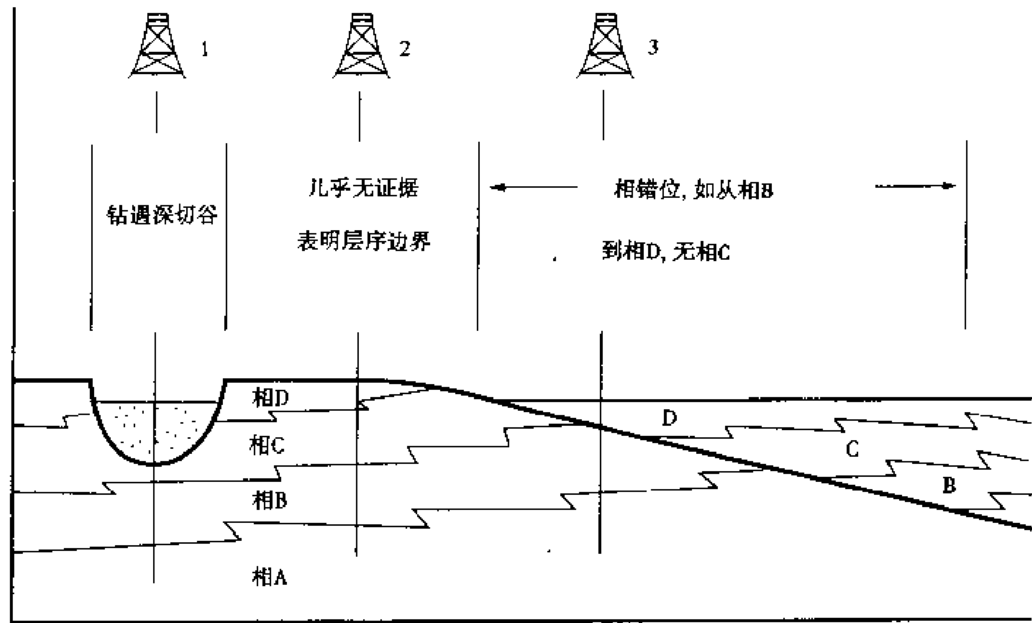


图 4-5 I 型层序边界的相序错位和深切谷(据 Myers,1996)

③ 伴随海平面相对下降,由河流回春作用形成的深切谷是层序边界的典型标志。深切谷充填物与其下伏沉积层存在明显的沉积相错位。当海平面发生相对下降时,由于侵蚀到陆棚地区的河流的数量、规模不同,因而形成了具不同特征的深切谷充填物(图 4-6)。若侵蚀到陆棚区的河流规模大或河流数量多,则形成的深切谷充填物砂岩分布广泛,河间古土壤或根土层不太发育;反之则深切谷充填物砂岩不太发育,而河间古土壤层较发育。深切谷规模较大,宽可达数千米或几十千米,长可达几十千米,深可达数十米(图 4-7)。深切谷中可充填砂岩,也可充填砾岩和泥岩,这取决于后来的海平面相对上升速率和沉积物的供给情况。另外,可根据深切谷的规模和深切谷的垂向相序错位把它与分支河道区分开来。

作为河流沉积成因的深切谷有时是难以与三角洲平原分支河道区别开来的。因此,准确地确定 I 型层序边界,并在露头、钻井、测井、岩心及地震资料上建立等时年代地层格架,关键在于区分深切谷与三角洲分支河道。一般来说,可以通过河道分布及规模、截切厚度与水深关系、陆上暴露标志以及沉积相组合将深切谷与分支河道区分开来(表 4-1)。

表 4-1 深切谷与三角洲分支河道的区别

区别标志	深切谷	三角洲分支河道
分布范围及规模	宽几千米至几十千米,伴随着侵蚀面广泛分布于陆棚区	宽几百米,仅分布在滨岸河口部位
截切厚度与水深关系	深切谷截切河道深度和充填物厚度明显小于下伏泥岩沉积水深	分支河道截切深度和充填物厚度接近于下伏三角洲泥岩沉积水深
陆上暴露标志	具明显的陆上暴露和沉积间断古土壤层、沉积相突变等	缺少陆上暴露标志
沉积相组合	深切谷被陆棚浅海泥岩包裹	分支河道与三角洲平原及河口坝沉积相伴生

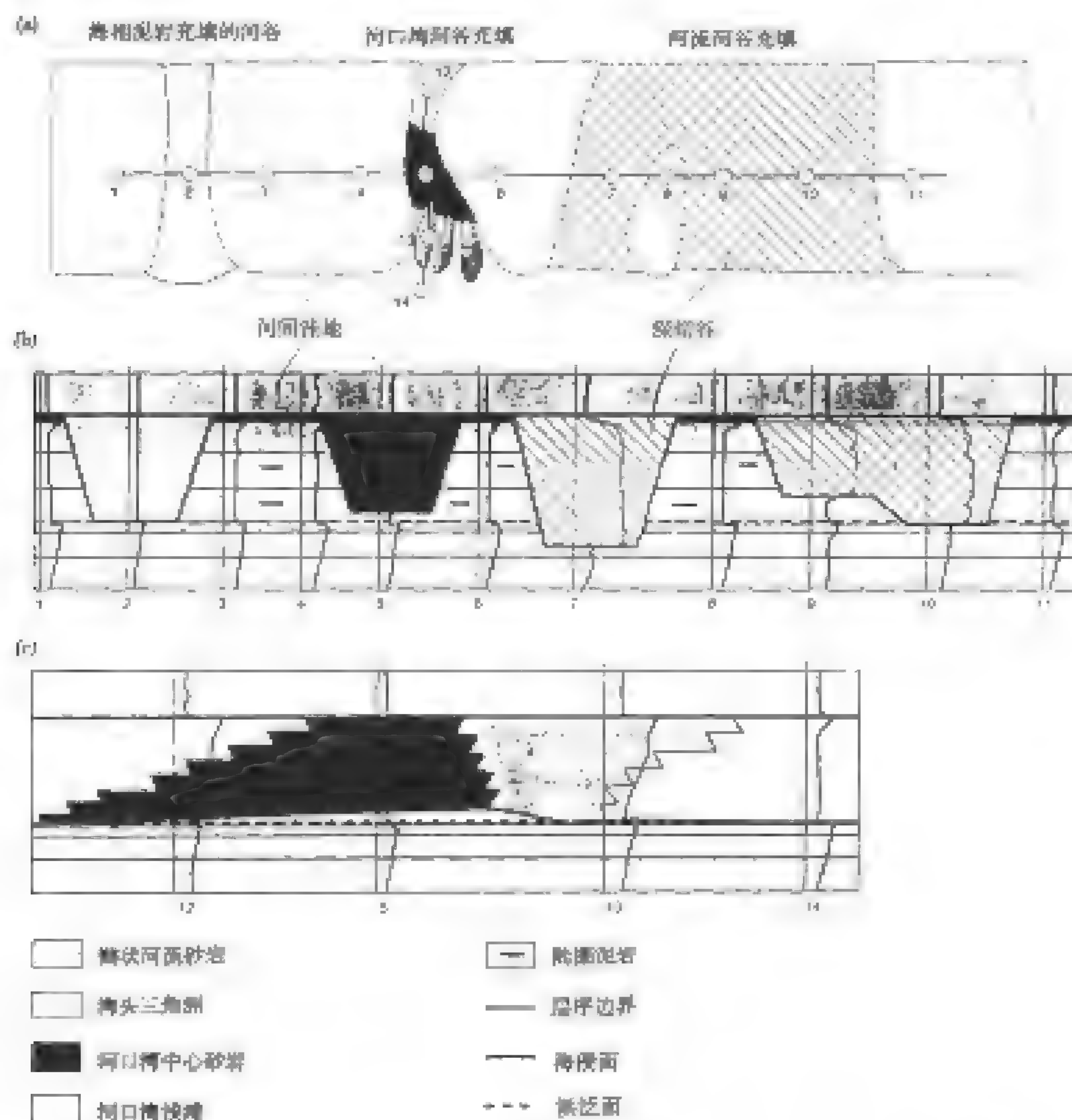


图 4-6　深切谷中不同类型充填物

④ 相对海平面明显下降造成层序界面处的古生物化石断带或绝灭。实际上，湖盆层序边界也具此特征，如辽河盆地滩海地区下第三系层序界面处存在明显的古生物化石断带现象(表4-2)。

⑤ 在岩性和地层产状突变的层序界面处，测井曲线具有良好的层序界面响应，如电阻率曲线、自然伽马和自然电位曲线、地层倾角矢量模式图以及成像测井特征都会发生曲线形态、异常幅度、测量值等方面的明显变化(图4-8)。

⑥ 层序界面上下体系域类型或准层序类型的突变。比如层序界面之下为高位体系域沉积，层序界面之上为海侵体系域沉积，其间缺少低位体系域，这种体系域的垂向突变在测井曲线上也有良好的响应。

⑦ 伴随着沉积相向盆地方向的迁移，可在地震剖面上识别出一个层序的顶部海岸上超的向下迁移现象和一个层序下部层序界面之上的海岸上超的向陆迁移现象(图2-6)，它们与地震剖面上的地震反射终止关系(削截、顶超、上超、下超，图4-10)共同构成了层序边界的识别标志。

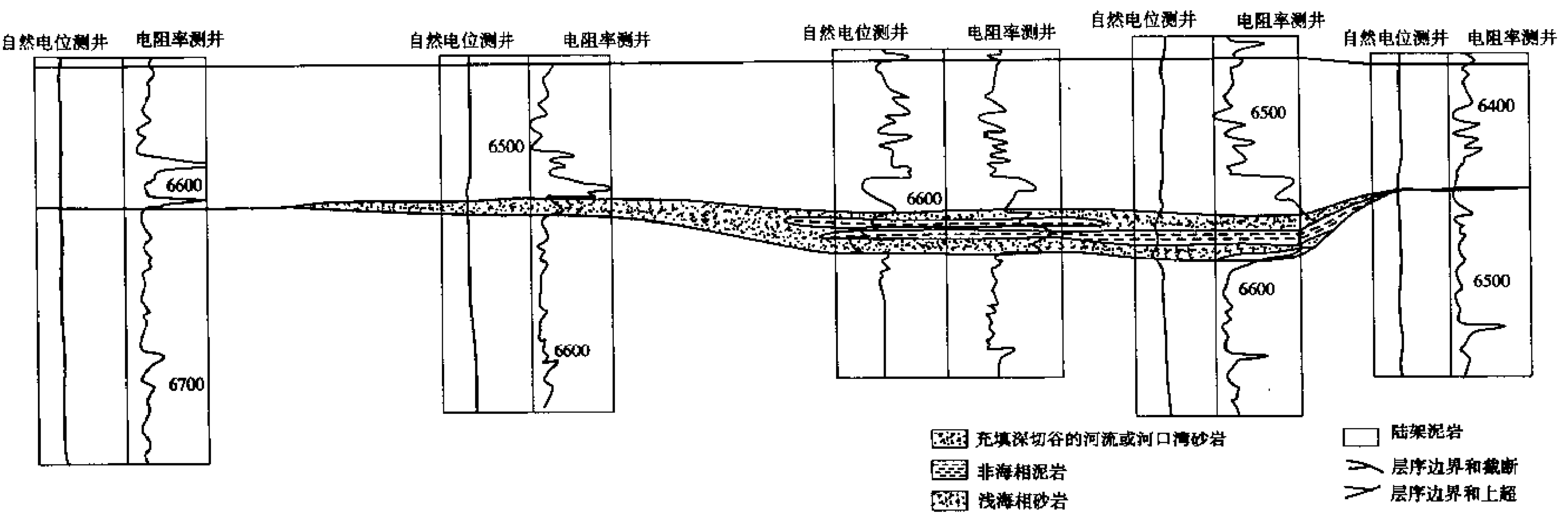


图 4-7　美国怀俄明州粉河盆地深切谷(据 Wagoner 等,1990)

表 4-2 辽河盆地滩海地区下第三系古生物组合特征

地层		层序	地质时间/Ma	优势古生物	基本绝灭的古生物	古水深	古盐度
中新统	馆陶组		24.6	孢粉、疑源类	水生生物介形虫、腹足类	河流	淡水
渐新统	东一段	F	30.8	毛球藻属、松粉属及胡桃科	双球脊东营介、唇形脊东营介、近指纹瓜星介	较浅水	淡水
	东二段	E	32.1	广饶小豆介、具角华花介、沾化海河螺	精美小豆介	较深至较浅水	半咸水
		D	33.5				
	东三段	C	36	单峰华花介、高河华花介、扁脊东营介、精美小豆介	西营介	较深水	微咸水
	沙一、沙二段	B	38	椭圆拱星介、欢喜岭田螺、西营介	中国华北介、纺锤玻璃介	较深水	半咸水
始新统	沙三段	A	43	中国华北介、惠东华北介、纺锤玻璃介、三角华花介	南星介、美星介、土星介	较深水	半咸水
	沙四段		45.4	土星介、真星介、美星介、南星介		极浅水	半咸水

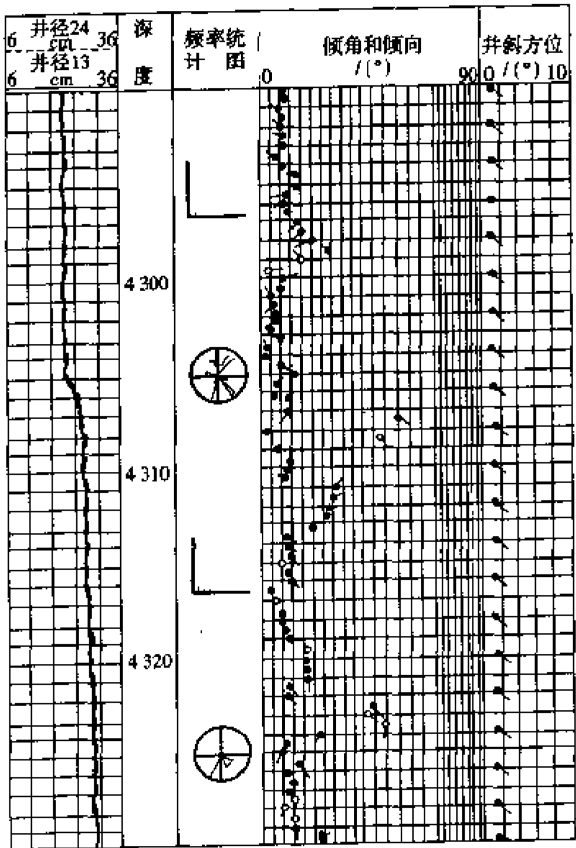


图4-8 塔里木盆地塔中10井石炭系与志留系不整合接触测井矢量图

(据王贵文,1999)

另外,层序边界上下地层所含的地球化学微量元素类型和含量、古地磁极性和构造运动面、古气候和水深等方面都有明显的变化,这些变化也是识别层序边界的重要标志。但是,并不

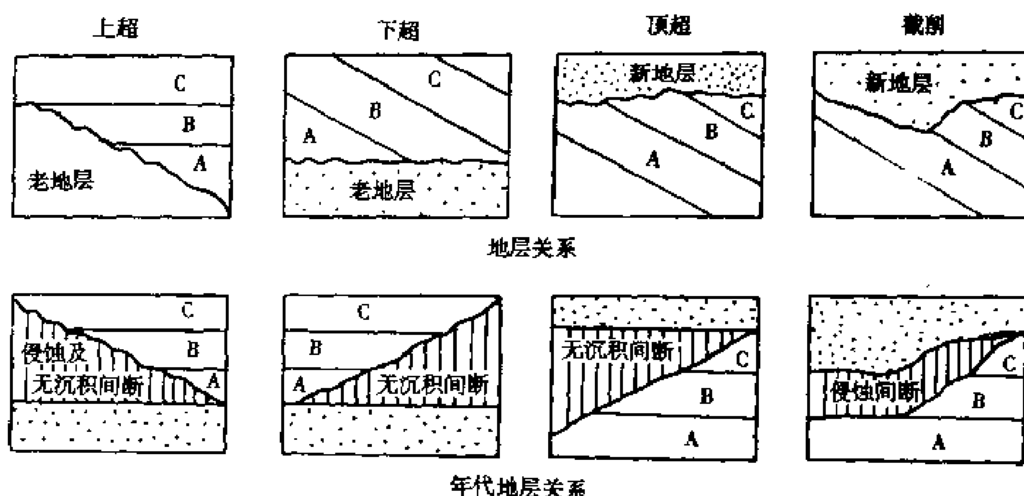


图 4-9　不同类型地震反射终止关系及年代地层意义

是在盆地任何地方都能找到上述的层序识别标志，这就取决于观察点的位置、I 型层序边界的物理表现形式、所采用资料的类型及精度以及盆地沉积物供给速率与海平面相对变化速率之间的关系。

（2）Ⅱ型层序边界的识别标志

大多数硅质碎屑岩的层序边界均为 I 型层序边界。加之地质历史时期形成的Ⅱ型层序界面难以保存以及现今对Ⅱ型层序边界研究较少，Ⅱ型层序的识别标志相对较少一些。

① 层序上倾方向沉积滨线坡折带向陆一侧的、分布范围相对较小的陆上暴露及其不整合（图 4-2）。由于沉积滨线坡折带处未发生海平面相对下降，所以Ⅱ型层序边界之上未发生河流回春侵蚀作用，也不发育海底扇沉积。

② 海岸上超向下迁移至沉积滨线坡折带向陆一侧并形成由进积到加积准层序构成的陆棚边缘体系域。若井网较密，可通过研究陆棚边缘体系域来确定Ⅱ型层序边界。在一个盆地中，由于构造沉降作用的差异，Ⅱ型层序边界可以横向变为 I 型层序边界。

二、具陆棚坡折的盆地的层序地层样式

层序地层样式除了受全球海平面升降、构造沉降、沉积物供给和气候等 4 个因素影响外，同时还受到盆地边界类型和盆地几何形态的影响，所以，下面将分别讨论具陆棚坡折的盆地、具缓坡边缘的盆地和具生长断层的盆地的层序地层样式。

（一）具陆棚坡折边缘的 I 型层序地层样式

1. 具陆棚坡折边缘的盆地特点

具陆棚坡折边缘的 I 型层序样式往往在具有下述特点的盆地中形成。

① 存在着明显地形分异的陆棚、陆坡和盆地地形。陆棚坡度小于 0.5°，陆坡坡度为 3°～6°，海底峡谷坡度为 10°左右。

② 具有明显分割陆棚沉积物与陆坡沉积物的陆棚坡折。在陆棚坡折两侧存在突然的浅水到深水的过渡。

③ 具有倾斜的斜坡沉积地层样式。当海平面下降到陆棚坡折带以下时，河流深切形成峡谷以及斜坡扇和盆底扇。

④ 存在能够形成深切峡谷并向盆地输送沉积物的、足够大的河流体系。

⑤ 具有足够大的可容空间将准层序组保存下来。

⑥ 海平面下降幅度足以使低位体系域在陆棚坡折或在其外侧不远的地方发生沉积。

具陆棚坡折的盆地中体系域的分布位置受陆棚坡折与沉积滨线坡折之间关系的影响。现今高水位期间全球陆棚坡折的水深为 37～183 m。在许多海盆中，沉积滨线坡折离陆棚坡折的距离为 160 km 或更远一些，所以陆棚上形成的沉积体系域展布就宽。而在另外一些海相盆地中，如果高位体系域进积到陆棚坡折区，那么，在海平面下降时，沉积滨线坡折带就临近陆棚坡折带。

2. 具陆棚坡折边缘的 I 型层序地层样式

(1) 低位体系域

低位体系域是在相对海平面下降(全球海平面下降速率大于沉积滨线坡折带构造沉降速率)以及其后的缓慢上升时期形成的，其底为 I 型不整合界面及其对应的整合面，其顶为首次越过陆棚坡折带的初始海泛面。在具陆棚坡折的盆地中，低位体系域常由盆底扇、斜坡扇和低位前积楔状体组成(图 2-6、4-10)。Posamentier(1992)提出了一个术语，即"强制性海退"来区分响应于全球海平面下降时，在相对海平面下降期间低位体系域的海退沉积与由沉积物超量注入引起的视下降海退沉积。

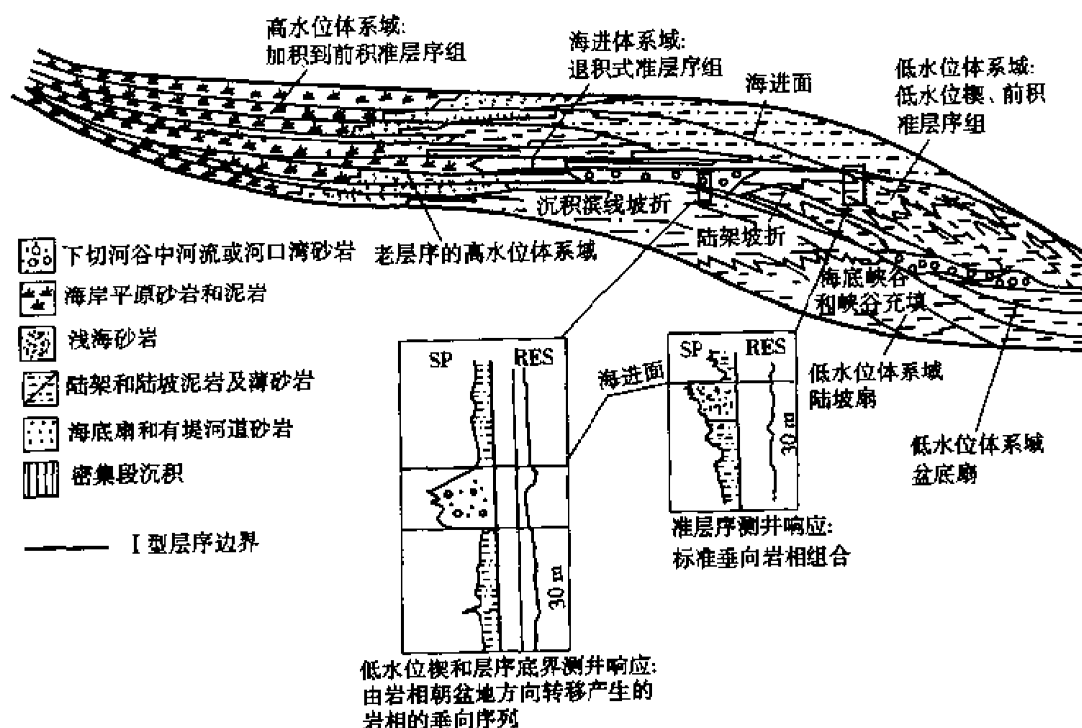


图 4-10　具陆棚坡折边缘的 I 型层序地层样式(据 Wagoner，1990)

盆底扇(Basin floor fan)是指沉积在盆地底部或大陆斜坡下部的海底扇，其形成与斜坡上的峡谷侵蚀以及陆棚暴露地表发生河流回春下切作用密切相关。即在形成 I 型层序界面时，由于陆棚部分或全部出露地表遭受剥蚀，沉积物越过陆棚和大陆斜坡，通过深切谷和斜坡峡谷以点物源的供应方式在盆底形成盆底扇。盆底扇底界面与低位体系域底界一致，顶界面为一下超面，常被斜坡扇和低位前积楔状体下超(图 4-10、4-11)。盆底扇作为重力流沉积物可用 Bouma 序列的 AB、AC 段组合或被截切的 A 段描述。盆底扇内扇为序列不明显的、互层的砂砾岩，中扇为向上粒度变细、砂层厚度减薄的水道化沉积序列，外扇为向上粒度变粗、砂层变厚的非水道化沉积序列。在外扇部位可能存在较大规模的砂质朵状体。盆底扇在陆坡上部或陆棚之上

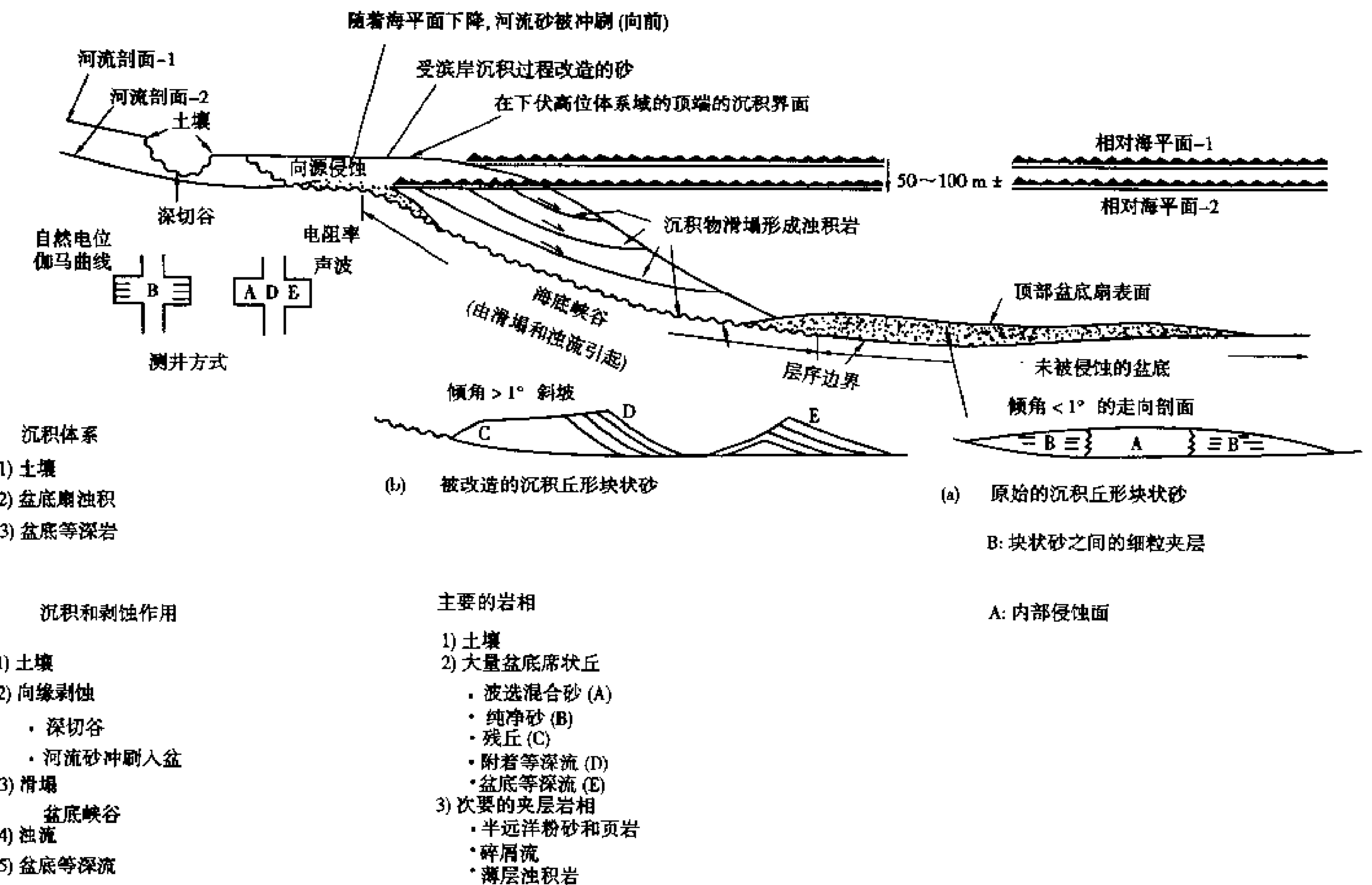


图 4-11 具陆棚坡折的 I 型层序低位盆底扇(据 David,1997)

无对应的同期沉积物(图 2-6、4-10、4-11)。

斜坡扇(Slope fan)指位于大陆斜坡中部或底部的重力流沉积体(图 4-12),它是在海平面相对下降晚期或上升早期形成的。斜坡扇可沉积于盆底扇之上,也可沉积在比盆底扇更近源的地方,其顶被低位前积楔状体下超。斜坡扇可以与盆底扇同期沉积,也可与低位前积楔状体同期沉积。由于斜坡扇形成时,陆棚上河流下侵趋于停止,粗粒物质往往优先充填在深切谷内,因此斜坡扇的粒度和砂泥比均比盆底扇沉积物更细更低。典型的斜坡扇呈开阔裙边状,以发育有堤活动水道和溢岸席状韵律浊积砂为沉积特征(图 4-13)。这些带天然堤的水道和溢岸韵律浊积砂为来自很陡的峡谷壁上流下来的点源块状重力流沉积,通常堆积在深切的海底峡谷出口处,其位置比早期或同期的低位盆底扇更加靠近物源。在斜坡扇中,砂沉积在水道中或在沉积物载荷超过水道携带能力时呈薄层或透镜状位于水道侧方。尽管难以确定水道的位置,但水道砂却构成了很好的勘探目标。叠置的越岸砂可提供多层的孔隙度为 10%~32%的储层。

需要指出的是,在盆底扇和斜坡扇沉积环境中是难以识别准层序的,这是因为两个沉积体均缺少向上水体变浅的准层序特征。在实际工作中常以扇体向上变细变薄的层组或向上变厚变粗的层组来代表准层序。

低位前积楔状体(Lowstand prograding wedge)是在海平面相对上升期间形成的、由进积式到加积式准层序组构成的楔状体。它主要位于陆棚坡折向海一侧,并上超在先期层序的斜坡上(图 2-6)。楔状体的近源部分由深切谷充填沉积物及其在陆棚或陆坡上伴生的沉积物组成,远源部分由厚层富泥的楔状体前积单元组成,在低位前积楔状体早期沉积物中可包含有互层的薄层浊积岩。低位前积楔状体的顶面便是低位体系域的顶界——初次海泛面,它将低位体系域进积式准层序叠置样式与上覆海侵体系域退积式准层序叠置样式有效地区分开来。低位体系域与上覆海侵体系域的接触关系可以是渐变的,也可是突变的,这主要取决于陆棚坡折带附近可容空间的增长变化速率。可容空间增长速率越快,越易形成突变接触关系。低位前积楔状体的发育还与沉积的供给速度密切相关。若在海平面相对上升时期,沉积物供给相对较少,则易形成沉积厚度较薄、规模较小的潮控或浪控三角洲和滨岸沉积;若沉积物快速供给,则易形成沉积厚度较大、进积作用明显的河控三角洲及滑塌浊积扇(图 4-13)。随着海平面的相对上升,河流砂体的连通性降低,而煤层、越岸页岩、泻湖相以及三角洲沉积物不断发育。一般来说,低位前积楔状体沉积物较先期层序的高位体系域沉积物富含更多的砂质,并可被上覆海侵体系域页岩所封堵,形成地层圈闭。

深切谷(Incised valley)是指因海平面下降、河流向盆地扩展并侵蚀下伏地层的深切河流体系及其充填物(图 2-6、4-10)。在海平面大幅度下降期,陆棚因暴露受到河流体系的侵蚀,形成深切谷地并构成沉积物的搬运通道。在低位或海侵体系域形成期,因海平面相对上升,深切谷可与下伏陆棚泥岩呈突变接触,并且具有典型的电测曲线响应(图 4-10)。这种垂向上不同环境成因的、缺少过渡相的相变接触关系是在海平面相对下降期间,沉积相向盆地方向迁移造成的。依赖于河流规模和河网疏密程度,较粗粒的深切谷充填物可呈单一河道,也可呈网状河道分布,但总的来说侧向变化快,常被低位或海侵体系域的泥质沉积物所包裹,易形成能富集油气的岩性油气藏。

(2) 海侵体系域

海侵体系域是具有陆棚坡折边缘的 I 型层序中部的一个体系域。它是在海平面快速上升期间,可容空间增长速率大于沉积物供给速率的情况下形成的,其底界为首次海泛面,顶界为最大海泛面。由于较快速的海平面上升和较少的沉积物供给,使得海侵体系域由一系列较薄层

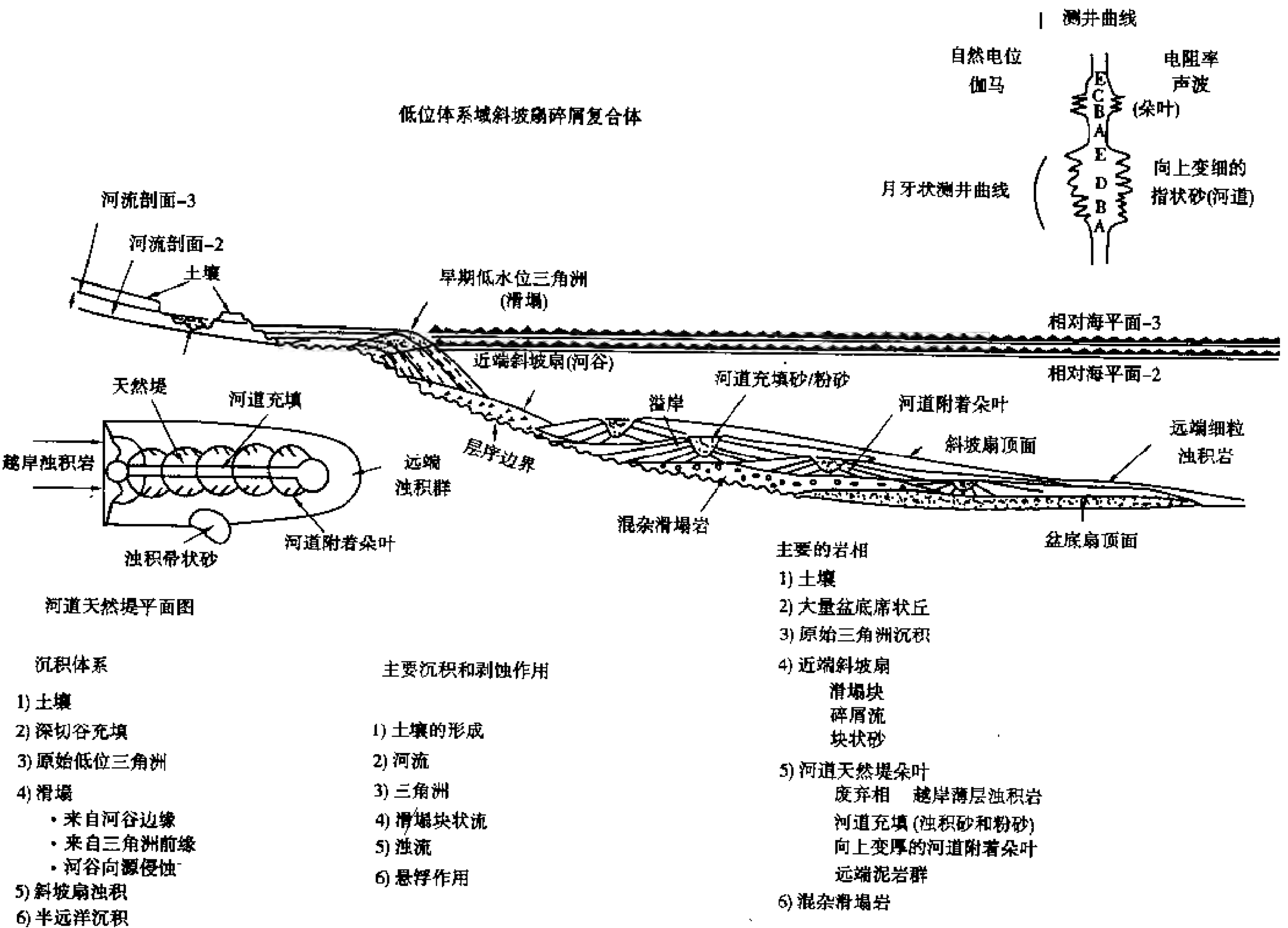


图 4-12 具陆棚坡折的 I 型层序低位斜坡扇(据 David,1997)

的、不断向陆呈阶梯状后退的准层序组构成(图 4-10),其水体向上不断加深,依次堆积的较新的准层序向陆方向上超在层序边界之上。当海平面沿早期老的斜坡面上侵以至淹没整个陆棚,海平面洪泛海侵达到最大时,则形成薄层富含古生物化石的、以低沉积速率沉积的凝缩层。海侵体系域完全是退积的,几乎没有前积沉积物,主要的沉积体系有陆棚三角洲、滨岸平原、富煤的海陆交互沉积、冲积和越岸冲积以及泻湖和湖泊沉积,潮汐影响可能是广泛的(图 4-14)。海侵体系域较低位和高位体系域具有更低的砂泥比值,因而它可构成广泛分布的盖层和烃源岩层。现今世界上大多数陆棚均被海侵体系域占据,主要的三角洲都是陆棚三角洲,扇是不太活动的。河口湾、潮汐海、障壁岛和泻湖都是常见的沉积体系,而深海沉积作用主要为大陆斜坡滑塌形成的浊流沉积。

凝缩层在区域性或全球性地层对比中以及层序地层学研究中起着重要作用(目前有人认为凝缩层顶底面不是一个等时界面)。它是由沉积速率极低的薄层半深海、深海沉积物组成的。实际上,凝缩层向海一侧包含了海侵体系域和高位体系域远端部分。凝缩层分布范围很大,可以由盆地延伸到陆棚,成薄层且稳定的沉积单元将滨浅海沉积与较深水的远海沉积地层联系起来,从而作为地层划分对比以及恢复古环境的一个关键沉积层段。凝缩层常富集有丰富的、种类繁多的微体浮游生物和底栖生物化石,并有磷灰石、菱铁矿等自生矿物以及有机质、斑脱岩和浓度较高的铂族元素铱等(图 4-15)。凝缩层尽管沉积厚度很薄,但它占有相当大的时间变化范围。凝缩层的这些特征对于层序地层分析有着重要价值。但是,在实际工作中,还应对凝缩层进行深入详细的研究并注意以下两点。第一,应该选择性的密集采样,确定凝缩层的存在和位置;否则就会漏失凝缩层,在生物地层记录中就会出现明显的间断,造成在沉积作用实际连续的地区假想出一个主要的不整合。第二,对凝缩层和浅海、河口湾砂岩综合采样,分析沉积环境的古水深。凝缩层比其上下的地层含有更多的深水古生物化石,而在低位和海侵体系域的河流、河口湾以及浅海砂岩中很少或根本找不到古生物化石。若仅对凝缩层采样分析古水深而不作同一层段侧向沉积环境解释,那么就会对整个层段作出连续的深水环境解释,遗漏掉几个重要的侧向边界。

(3) 高位体系域

高位体系域是在海平面相对上升速率不断降低时形成的,或者说是在可容空间增长速率小于沉积物供给速率时形成的。它广泛分布于陆棚之上,其下部以加积式准层序的叠置样式向陆上超于层序边界之上,向海方向下超于海侵体系域顶面之上。其上部在明显的河流作用下,沉积物以一个或多个具前积斜层形态的前积式准层序组向盆地中央推进(图 2-6、4-10)。在许多硅质碎屑岩层序中,高位体系域常被上覆层序边界削截,若被保持下来,也往往厚度较薄或富含页岩。高位体系域的沉积类型类似于海侵体系域初期沉积,但是在高位体系域沉积期间潮汐影响降低,煤、越岸沉积、泻湖和湖泊沉积减少,三角洲沉积和河道砂体连片发育。

3. 体系域类型与海平面升降变化的关系

全球海平面升降、构造沉降、沉积物供给和气候之间的相互作用控制了层序地层样式以及体系域的类型。因此,体系域的形成和发育与相对海平面变化曲线的特定时段密切相关。在具有陆棚坡折的 I 型层序中包括 3 种类型的沉积体系域。不同体系域形成于相对海平面升降旋回变化的不同阶段。低位体系域盆底扇形成于快速海平面下降时期,低位斜坡扇和前积楔状体形成于相对海平面下降晚期或上升的早期;海侵体系域形成于相对海平面快速上升时期;高位体系域形成于相对海平面上升晚期、停滞期和下降的早期(图 2-5)。具有陆棚坡折的 I 型层序自下而上由低位、海侵和高位体系域组成,它们呈楔状几何形态分布于具有陆棚坡折的盆地

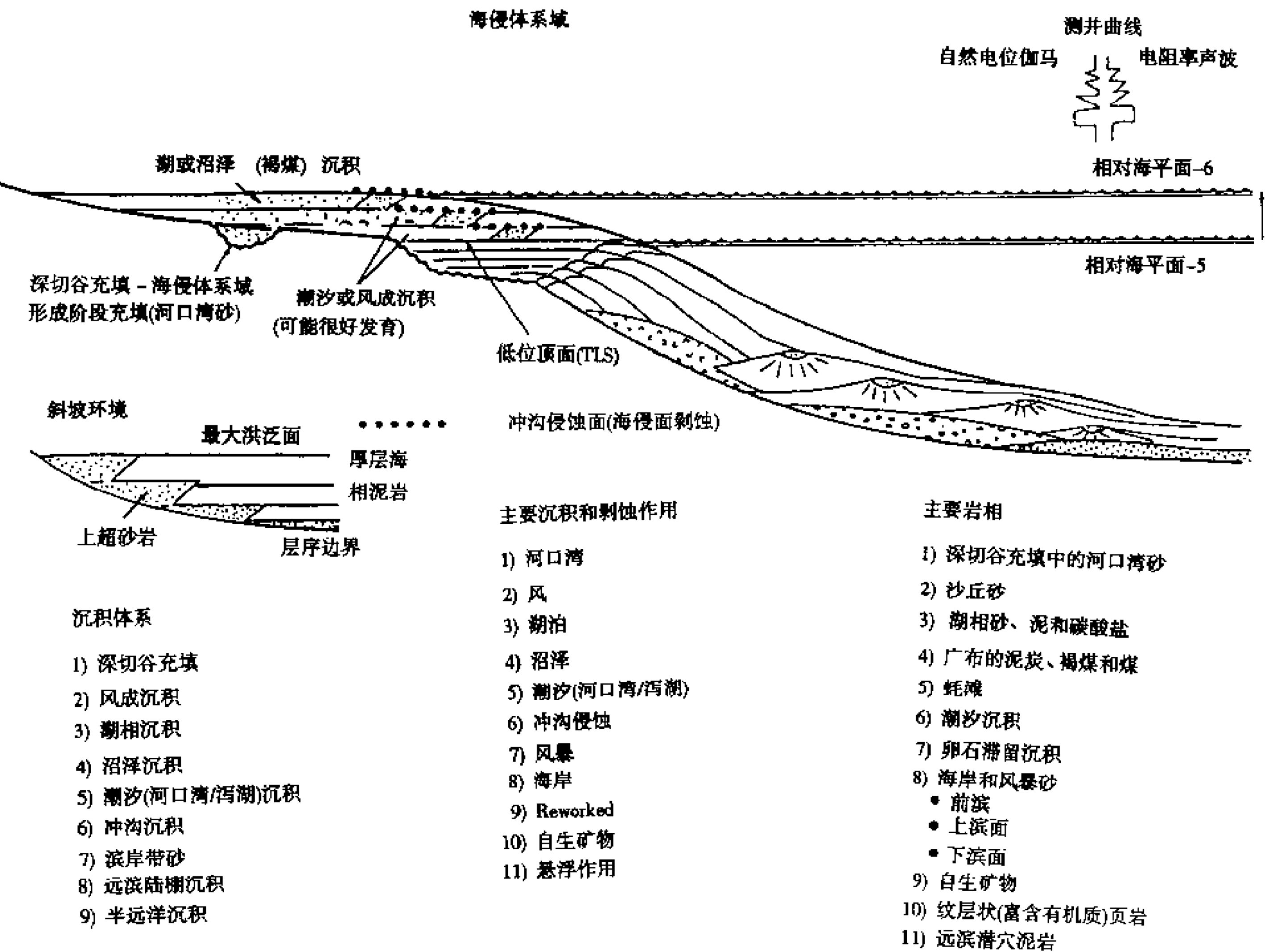


图 4-14　海侵体系域沉积样式(据 David,1997)

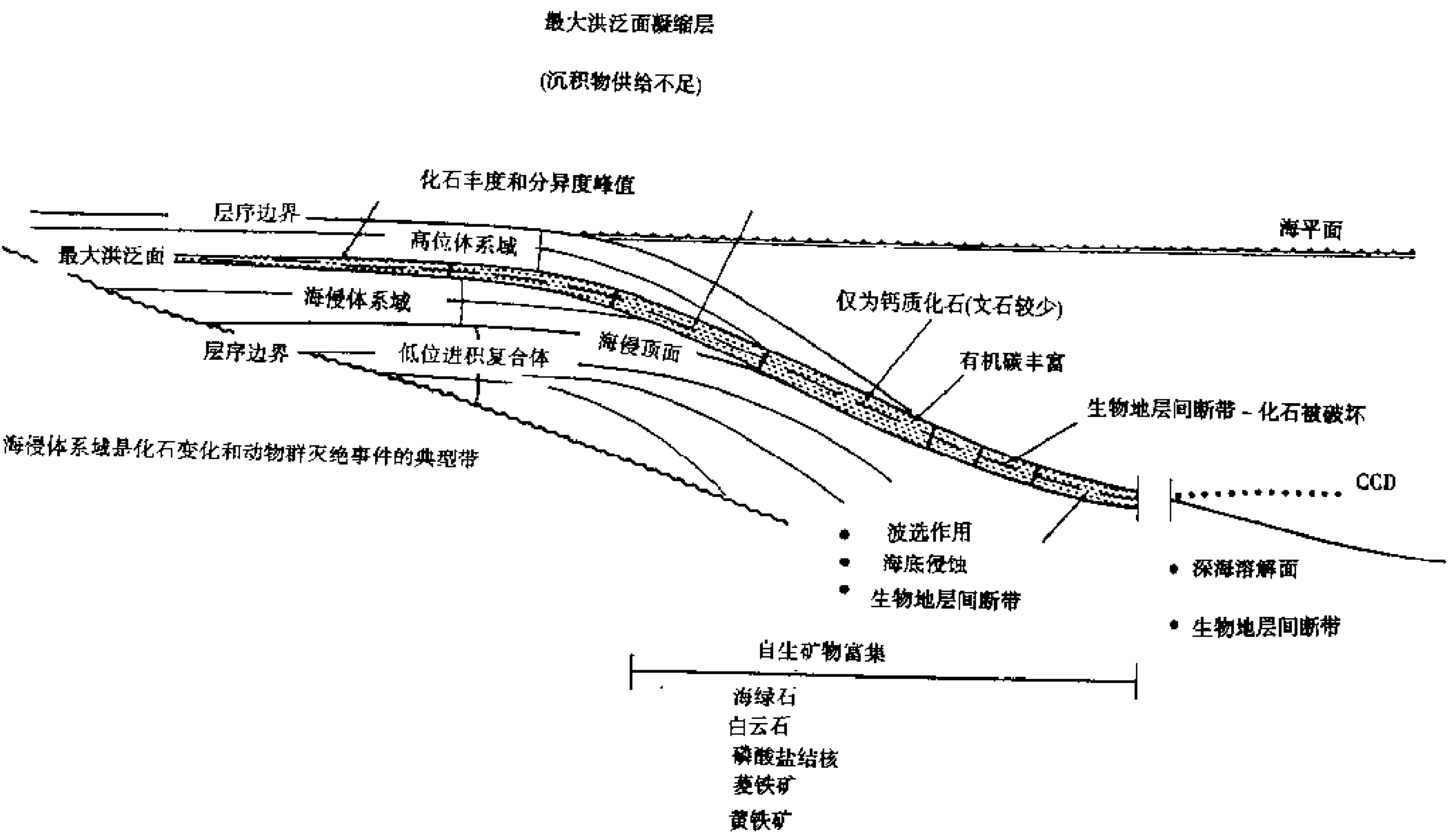


图 4-15 最大海泛面和凝缩层沉积样式(据 David,1997)

中。Ⅰ型层序中的层序和体系域边界将沉积岩划分为有联系的一套地层单位，这些界面提供了地层对比和作图的年代地层框架。Ⅰ型层序地层样式为预测层序内沉积体系的展布及叠置样式提供了概念模型，为预测有利的烃源岩、储集岩和盖层的分布以及有利的地层岩性圈闭发育区起到了指南作用。

（二）具陆棚坡折的盆地的Ⅱ型层序地层样式

1. Ⅱ型层序边界和体系域构成

Ⅱ型层序底界为Ⅱ型层序边界，顶界为Ⅰ型或Ⅱ型层序边界。Ⅱ型层序地层样式（图4-16）有些类似于具缓坡边缘的Ⅰ型层序地层样式（图4-17），它们的下部体系域最初都是在陆棚上沉积的，都缺少盆底扇和峡谷。但是Ⅱ型层序与具缓坡边缘的Ⅰ型层序存在成因机制上的不同。Ⅱ型层序形成时，在沉积滨线坡折带处没有发生相对的海平面下降，因而Ⅱ型层序就不发育深切谷地，也没有河流回春作用造成的明显侵切和向海方向的迁移。

Ⅱ型层序自下而上由陆棚边缘体系域、海侵体系域、高位体系域组成，它可以沉积在陆棚的任何地方，并由一个或多个进积式至加积式准层序组所构成，这些准层序组由其上倾滨岸平原的层序所组成。

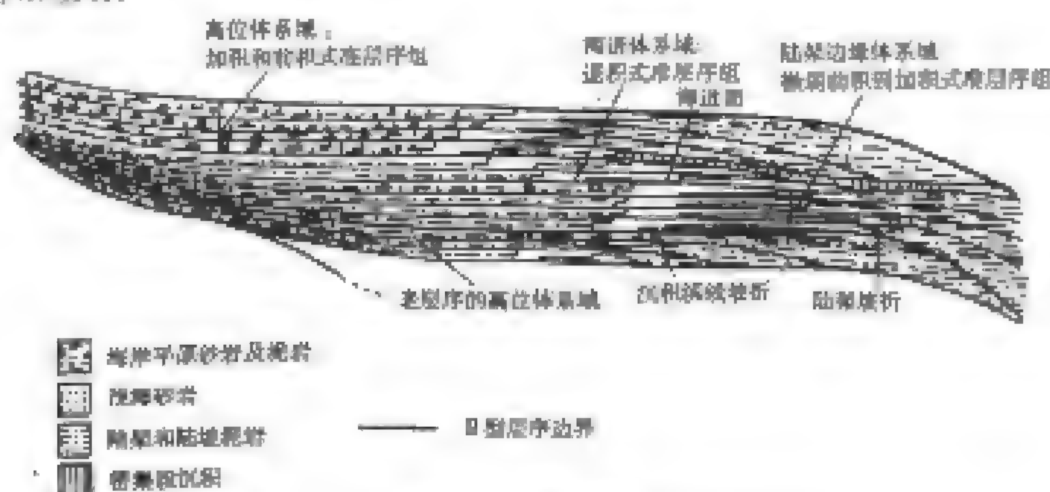


图4-16　Ⅱ型层序地层样式（据Wagoner，1990）

2. Ⅱ型层序体系域特征

（1）陆棚边缘体系域

陆棚边缘体系域是Ⅱ型层序最下部的一个体系域，其底界是一个以覆盖河流沉积的海相平原或以覆盖河流沉积的滨岸和三角洲沉积物为特征的侵蚀不整合面或与之可对比的整合面。在底界面为整合的地方，它只表现为准层序叠置样式的变化，即从快速前积到缓慢前积至加积的变化。陆棚边缘体系域的顶界为首次海泛面，它将前积至加积的陆棚边缘体系域与上覆海侵体系域分隔开来。

陆棚边缘体系域是在一个海平面相对上升时形成的海退地层单元，它以逐渐减弱的进积、继之以加积的准层序叠置样式为特征，它上覆在前一层序的高位体系域之上。陆棚边缘体系域是在陆棚外部沉积的，自下而上岩相的垂向叠置有加厚的趋势，沉积相逐渐由非海相向海相转变，其顶部也可能有广泛的煤层沉积。与高位体系域相反，陆棚边缘体系域一般没有被广泛的河流沉积所覆盖。

在实际工作中，在露头区或依据钻井、测井资料是难以识别陆棚边缘体系域的，这是因为它仅以一个隐蔽的不整合面或准层序叠置样式的变化将其与下伏的高位体系域区分开来，也

难以根据露头资料和钻井、测井资料来表明海岸上超向盆地方向的迁移。地震资料的分辨率亦不足以区分上超地层倾角的细微变化。

(2) 海侵和高位体系域

Ⅰ型层序边界伴随着明显的河流下切作用和陆棚的广泛暴露，当海平面开始上升并形成Ⅰ型层序海侵体系域时，深切谷首先被充填，后来的大面积陆棚海泛形成了广泛的海侵沉积。而Ⅱ型层序边界形成时，陆棚未完全暴露地表，也没有形成深切谷，所以Ⅱ型层序海侵体系域一开始就表现为沿层序边界发育广泛的海侵沉积，这是Ⅰ型层序与Ⅱ型层序海侵体系域的不同之处。

Ⅱ型层序高位体系域与Ⅰ型层序类似，均以加积式至前积式准层序组为特征。

三、具缓坡边缘和生长断层边缘的盆地的层序地层样式

(一) 具缓坡边缘的盆地的层序地层样式

1. 具缓坡边缘的盆地特点

与具陆棚坡折边缘的盆地特点不同，具缓坡边缘的Ⅰ型层序是在具下述特点的盆地中沉积而成的。

① 盆地坡度低而坡折均一，地形坡度小于1°，最常见的坡度小于0.5°，并且不存在从缓坡到陡坡的地形和浅水至深水的水深的突然变化。

② 盆地缓坡沉积物呈叠瓦状至S形倾斜形态广泛分布于盆地缓坡及其它地区。

③ 海平面下降时伴生的河流深切作用可下切至低位滨岸沉积，但不会继续向下下切。

④ 由于海平面下降而形成低海平面三角洲和其它滨岸砂岩，但不发育盆底扇和斜坡扇。

⑤ 海平面下降速度和幅度足以使具缓坡边缘的Ⅰ型层序低位体系域在沉积滨线坡折带或其外侧不远的地方发生沉积。

2. 具缓坡边缘的Ⅰ型层序地层样式

在具有陆棚坡折边缘的沉积盆地中，前积斜坡地形陡得足以形成深海扇体系。但是Wagoner等认为，在具缓坡边缘的沉积盆地中，低位体系域是由厚度相对薄的低位楔所构成的(图4-17)。这个薄层低位楔包括两部分沉积物(图4-18)。第一部分位于向陆一侧，以河流深切作用形成宽窄不一的深切谷(被河流和潮控三角洲沉积充填)并以海岸平原沉积物过路作用为特征，这一部分沉积物是在海平面相对下降、同时岸线快速向盆地逐步迁移直至海平面下降处于稳定时期形成的。低位楔状体的第二部分位于向海一侧，是在缓慢的相对海平面上升时期形成的，由上倾的深切谷充填沉积和下倾的一个或多个前积式准层序组构成(图4-18)。其缓坡边缘的Ⅰ型层序低位体系域顶界面为海泛面，底界为层序边界(图4-17)。

在相对海平面不断下降期间，缓坡边缘盆地底部也发生沉积物的过路作用，沉积了一组向下逐步前积的楔状体，Posamentier(1992)将其称为“强制性海退楔状体”，这些楔状体可以被高位和低位前积楔状体保护起来(图4-18)。这些强制性海退楔状体常是富砂的，可形成被页岩包裹的令人感兴趣的地层圈闭。

具有缓坡边缘的Ⅰ型层序海侵和高位体系域类似于具陆棚坡折的Ⅰ型层序海侵和高位体系域。虽然，具有缓坡边缘的Ⅰ型层序高位体系域中缺乏明显的前积斜层沉积，但在高位和海侵体系域中，常见三角洲前缘滑塌形成的浊积岩，切莫将此认为是具陆棚坡折的Ⅰ型层序低位体系域中的盆底扇。

总的来看，具有陆棚坡折边缘和缓坡边缘的Ⅰ型层序均由低位、海侵和高位体系域组成。

不同的是，在具有陆棚坡折边缘的盆地中，海平面相对下降到陆棚坡折以下，而在具缓坡边缘的盆地中，海平面相对下降到沉积滨线坡折以下，加之地形平缓缺少明显地形坡折，所以具有缓坡边缘的Ⅰ型层序低位体系域仅由相对较薄的楔状体组成，而根本没有峡谷和盆底扇(图4-17，4-18)。

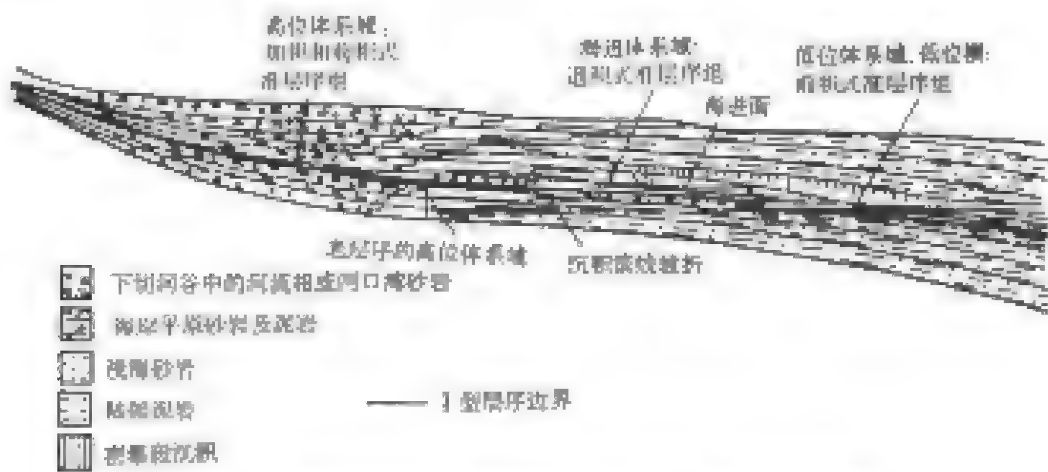


图4-17 具缓坡边缘的Ⅰ型层序地层样式(据 Wagoner，1990)

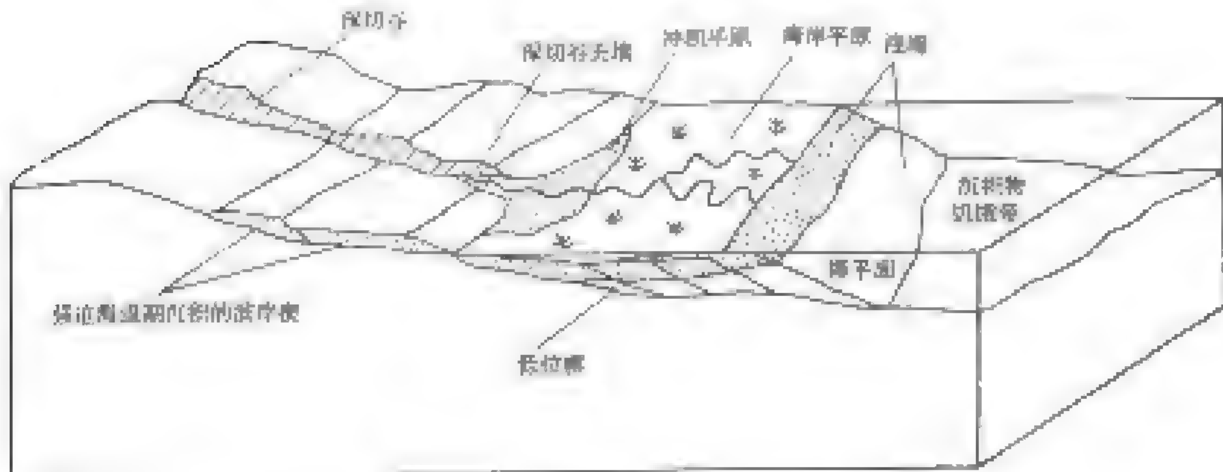


图4-18 具缓坡边缘的Ⅰ型层序低位体系域特征(据 Myers，1996)

(二) 具生长断层边缘的层序地层样式

1. 具生长断层边缘的盆地特点

在被动大陆边缘盆地中，盆地边缘除了具有陆棚坡折和缓坡特点外，还存在着以同生正断层为边缘的被动大陆边缘盆地，这些盆地具有以下特点：

① 被动大陆边缘盆地的边界是重力驱动的同沉积伸展断层，由于边界断层的差异伸展活动，造成盆地呈半地堑状，有的沉积盆地也可呈地堑状。

② 生长断层上盘沉降速率明显大于下盘沉降速率，从而造成较为明显的地势高差。下盘在上升过程中常处于浅水沉积环境，海平面下降时可能露出水面而遭受风化剥蚀形成层序边界；上盘在下降过程中常处于较深水沉积环境，比较容易形成持续稳定的较深水沉积序列。因此，在断层两侧易造成明显的相变或沉积相差异。

③ 在具生长断层的盆地边缘，也存在较为明显的地形坡度变化。生长断层下盘处于高部位，地形较为平缓；生长断层上盘处于低部位，地形也相对平缓；但连接生长断层上下盘的断层面却有较大的地形坡度，所以在生长断层面上可以发育峡谷及其充填物。

④ 在生长断层活动期间，海平面发生升降旋回变化，加之沉积物供给情况的变化，可在具生长断层边缘的盆地中，充填低位、海侵和高位体系域沉积序列。上述沉积序列在生长断层两侧是由不同的沉积相组合而成的。

⑤ 被动大陆边缘盆地中的同生断层活动强度具有周期性变化特征。也就是说，同生断层上盘的运动幅度是随时间发生变化的，这样就会造成沉积可容空间随时间的变化。所以，在同生断层断面两侧，上下盘沉积物充填序列的厚度和沉积相类型就会存在差异。

⑥ 尽管沉积物供源可以来自多个方向并充填具同生断层边缘的盆地，但是，当海平面下降，同生断层上升盘出露地表遭受风化剥蚀时，深切谷所搬运的沉积物就会在同生断层下降盘形成的新增可容空间中沉积下来，最终导致河流、三角洲以及浅海沉积物的明显加厚。

2. 具生长断层边缘的层序地层样式

对具生长断层边缘的沉积盆地层序地层的研究是相对薄弱的。Mitchum(1993)曾对被动大陆边缘墨西哥湾盆地进行过层序研究。该盆地的沉降过程明显受生长断层的影响，从而造成在同一个时期，生长断层下降盘的沉积厚度常大于上升盘的沉积厚度。这种沉积样式反映了受生长断层影响的盆地演化历史(图 4-19)。具生长断层边缘的盆地的演化时间比一个海平面升降变化旋回时间长，一个生长断层边缘的盆地中常包含周期为 0.5～1 Ma 的 7～8 个三级周期。具生长断层的层序地层样式是由低位、海侵、高位和陆棚边缘体系域构成的，但是大多数层序都属于 I 型层序。故下面将分别介绍 I 型层序中低位、海侵和高位体系域的特征。

(1) 低位体系域

具生长断层边缘的低位体系域由盆底扇、斜坡扇和前积楔状体组成。在低位体系域发育早期，生长断层活动较强烈，下降盘水体较深，发育盆底扇和斜坡扇，但低位前积楔状体及海侵、高位体系域均分布于生长断层两侧。

盆底扇常以海底扇的形式沉积在斜坡下部或盆地深处，其底便是 I 型层序的底界。盆底扇是由碎屑流成因的块状砂岩构成的，具有高砂泥比的朵叶或水道特点。盆底扇砂岩干净，分选好，具有良好的储集性能。它是在相对海平面下降早期由河流峡谷砂、高位三角洲砂冲刷滑塌而成的，上超在盆底之上且快速发生尖灭。一般来说，盆底扇厚度不太大，常为 30～90 m，但分布范围广(图 4-19)，在地震剖面上常表现为具有连续的、较强振幅的反射特征。在测井曲线上，盆底扇常呈箱形并与上覆和下伏地层呈岩性突变接触。盆底扇直接位于层序边界之上并与下伏未受侵蚀的高位和海侵体系域欠补偿盆地沉积相接触，所以广泛分布的欠补偿盆地沉积(凝缩段)和介形虫含量高值是识别盆底扇的重要标志。事实上，识别具生长断层边缘的低位盆底扇的最好标志有以下几点：① 形成于深水环境；② 具有扇形特征；③ 具双向下超的良好地震反射特征；④ 相邻斜坡底部突然的上超尖灭；⑤ 扇顶面地震反射振幅强。应注意排除由滑塌、侵蚀等造成的假象(图 4-20)。对于具断层边缘的低位盆底扇勘探还要注意从烃源岩到盆底扇的运移通道和盆底扇顶部盖层的研究。盆底扇易形成构造-地层圈闭。

斜坡扇作为低位体系域的一部分常上覆在盆底扇之上，下伏在低位前积楔状体之下，它是由块体流、浊流水道和越岸沉积构成的(图 4-19)。若不存在盆底扇，斜坡扇可直接位于层序边界之上。斜坡扇顶面是低位前积楔的下超面和凝缩段。它是在相对海平面下降晚期和上升早期形成的，比盆底扇具有更低的砂泥比值。厚层的砂岩形成于相对狭窄的水道之中，而泥岩发育于水道两侧。斜坡扇主要形成于浅海环境，其最主要的沉积单元是具有天然堤的水道沉积。具天然堤的水道是在河流携带的砂流经深切谷或峡谷时形成的，砂沿水道搬运沉积，而泥则形成天然堤或越岸沉积物。往往只有 1 个具天然堤的水道处于活动状态，但也常存在决口或分叉

图 4-19　具生长断层边缘的层序地层样式(据 Mitchum,1993)

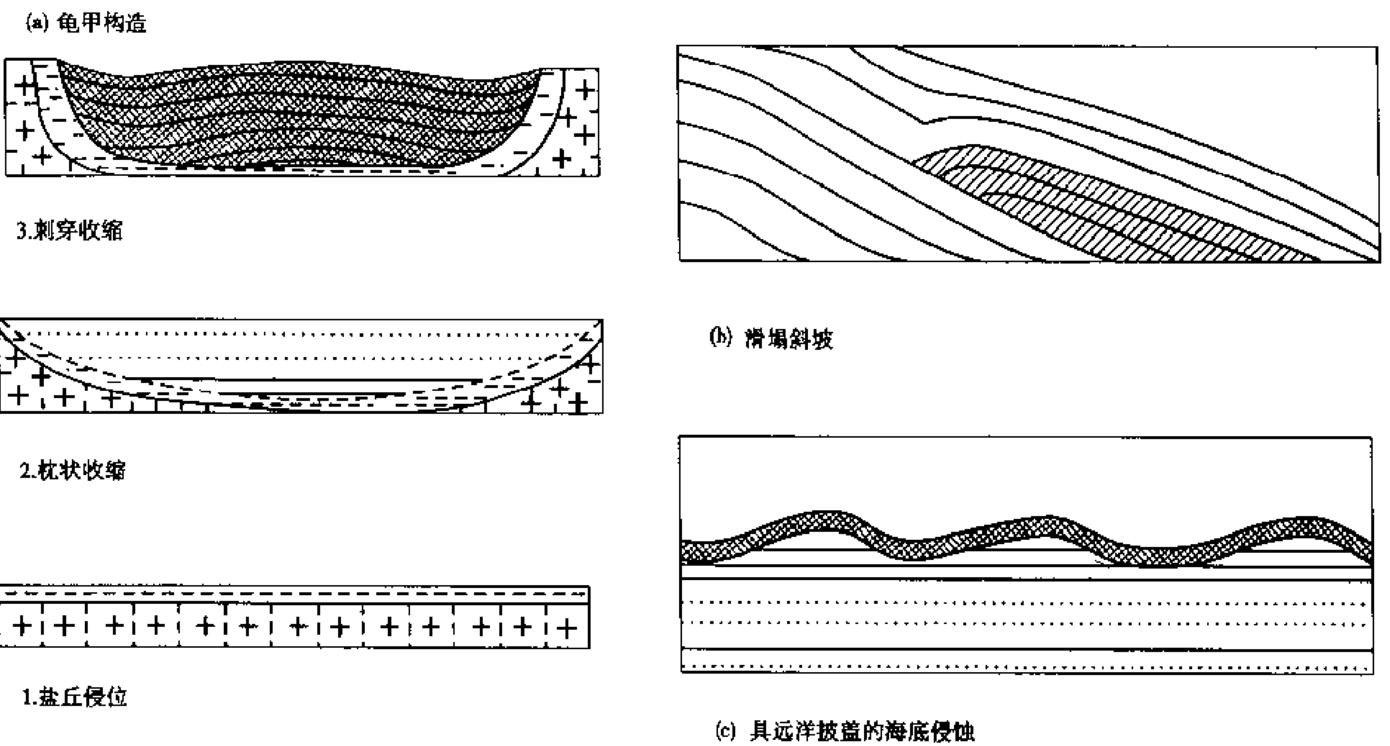


图 4-20　识别盆底扇的陷井(据 Mitchum,1993)

作用。在具天然堤水道的末端，某些砂粒沉积物扩散形成薄层、水道化的朵叶(图 4-21)。具天然堤水道的规模变化是明显的，水道宽度为几百至几千米，并在地震和测井资料上具有明显的响应(图 4-21)。在 1 个三级层序中，可出现 6～8 个单独具天然堤的水道。最好能采用三维地震资料对斜坡扇进行勘探，因为越岸砂和水道末端朵叶砂尽管很薄，但具有良好的连续性和较好的孔隙度和渗透率，油气产量可能会很高。

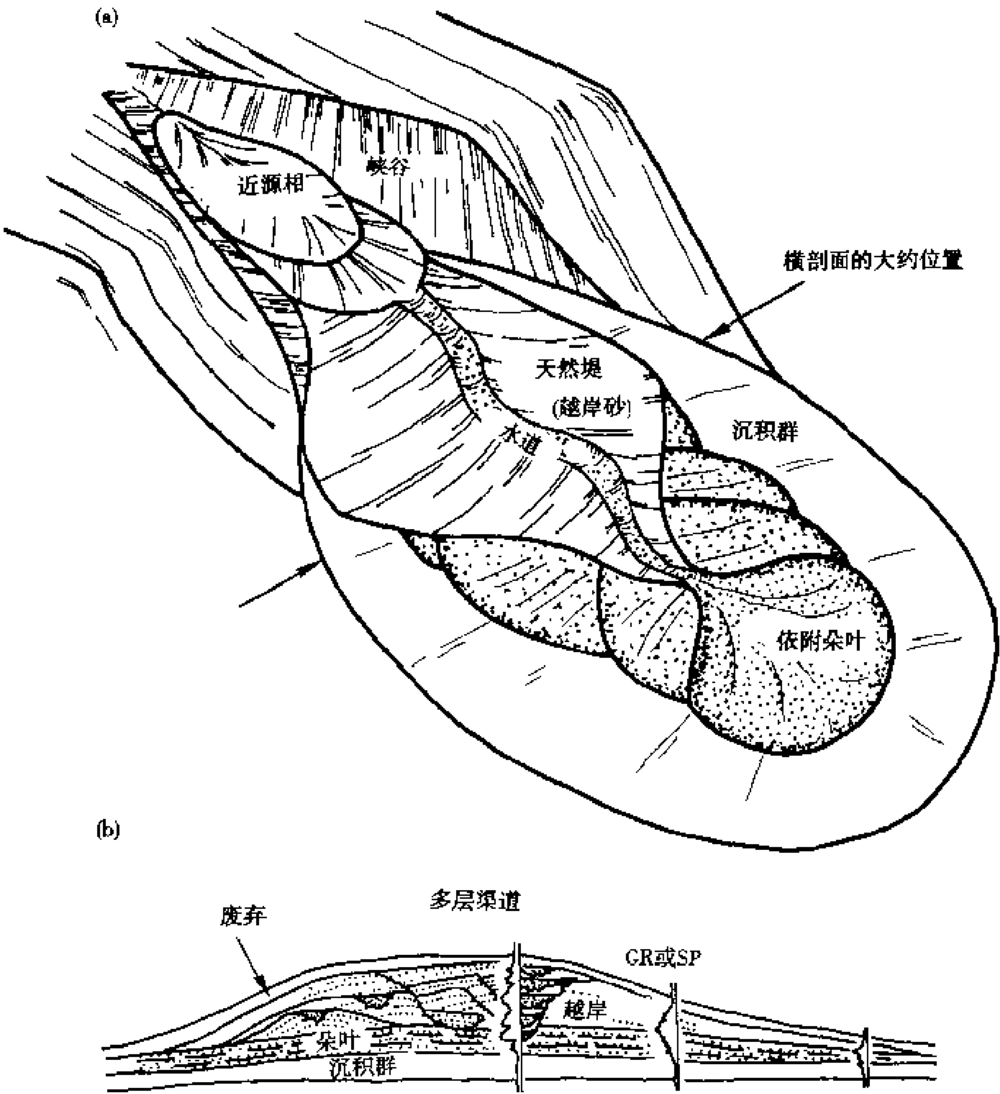


图 4-21 具天然堤水道的斜坡扇沉积样式(据 Mitchum,1993)

低位前积复合体是低位体系域最上部的沉积单元，由向上变浅的低位三角洲构成。该三角洲位于沉积滨线附近，向海进积，向陆尖灭，以加积至进积为特征(图 4-22)。大型的低位楔状三角洲是在相对海平面上升的早中期形成的，它呈前积斜交地层样式向陆方向上超在前期斜坡和陆棚边缘上，向盆地方向下伏为斜坡扇的顶部。随着相对海平面上升速率的加快，前积楔状体发育的早期阶段具有明显的前积特征，晚期具有明显的加积特征。前积复合体的顶界是首次海泛面，此时相对海平面上升速度超过了沉积物供给速度并开始发育海侵体系域。一个发育良好的低位前积复合体通常由四部分组成：向陆一侧为非海相至深切谷河口湾充填沉积物，然后是水深低于 100 m 的前积滨线和三角洲砂沉积，再向海盆中央方向是水深为 100～500 m 的浅海至半深海加积序列，最后是位于斜坡中下部的重力驱动浊积砂沉积(图 4-22)。在低位前积复合体中，存在 3 种富有潜力的储层，即前积三角洲及其伴生的临滨沉积、上倾尖灭的深

切谷充填物、重力驱动的浊积砂体或三角洲前缘滑塌浊积砂体。

在低位体系域形成发育期间，由于生长断层的活动较为剧烈，形成了较大的可容空间，在快速供给沉积物的充填作用下，在生长断层下降盘沉积了厚度明显大于上升盘的低位体系域（图4-19、4-22）。

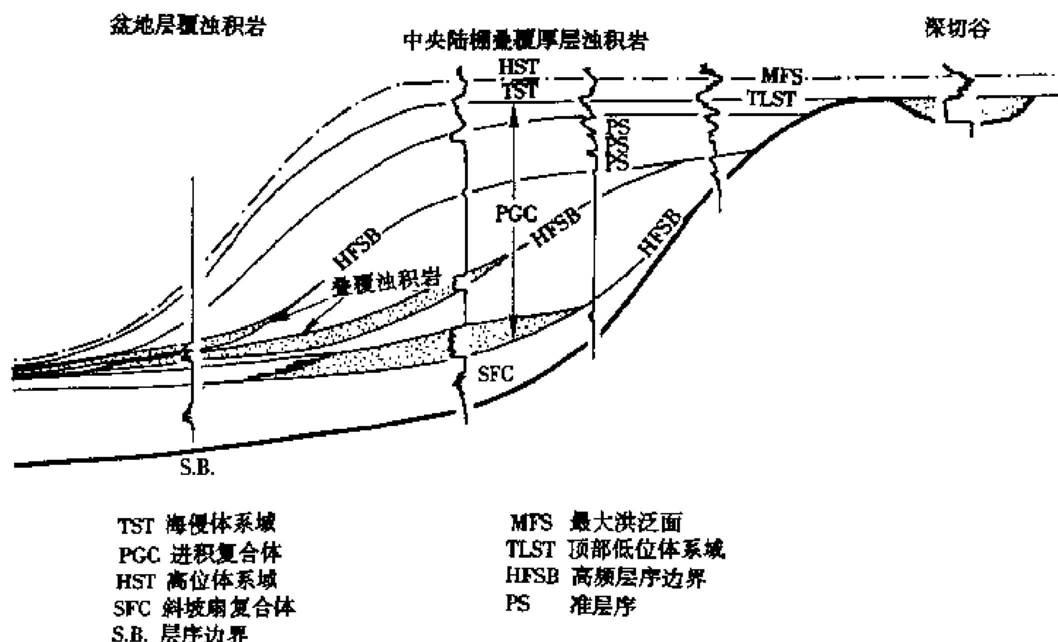


图4-22 具生长断层边缘的低位前积楔状体及其测井响应（据Mitchum,1993）

（2）海侵体系域

海侵体系域位于层序中部，以退积式准层序组为特征，其底为位于低位体系域之上的首次海泛面，其顶为最大海泛面（图4-19），它是在相对海平面上升速率较大时形成的。海侵体系域形成时期，岸线不断向陆退却。在海侵早期，对下伏高位或低位楔状体的海侵侵蚀会形成走向平行岸线的具较好储集性质的临滨砂岩，而海侵体系域上部准层序常是在海侵速率明显加大时形成的，泥页岩含量不断增多，封盖性质不断变好。凝缩层是由最大海泛面和相邻的海侵体系域晚期、高位体系域早期地层构成的。由于其富含生物化石且分布广泛，因而构成了井间地层对比的良好标志。

（3）高位体系域

高位体系域广泛分布在陆棚之上，由早期加积式和晚期进积式准层序组构成，它是在相对海平面上升后期且海平面上升速率降低时形成的。高位体系域形成时期，滨岸线不断向盆地中央推进，沉积物向上粒度不断变粗。高位体系域向盆地方向沉积厚度变薄并超覆在最大海泛面之上，其顶界为层序边界（图4-19）。由于沉积地势平缓，断层下降作用减弱，所以许多高位体系域沉积厚度较薄并且泥页岩所占比例较大。高位体系域向盆地方向以薄层富含粘土的凝缩段页岩为特征，向陆方向三角洲沉积占据主导地位。

四、海相碎屑岩层序地层与油气勘探

1．层序地层学在油气勘探开发中的应用

层序地层学是一门实用性、综合性较强的学科，它在地层学、沉积学、石油地质学和地球物理学之间架起了互为因果的桥梁，为油气勘探开发提供了崭新的思维方法和有效的地质工具。在具备一定的基础资料和对油气勘探问题有一定研究的盆地，恰当地运用层序地层学理论可

以比较可靠地预测生、储、盖层的分布，了解油气生成、运移和聚集的过程，更好地确定富有经济价值的地层圈闭，发现新的油气成藏组合，减少勘探开发风险，提高油气勘探效率和成功率。

层序地层学直接应用于油气勘探开发时强调 3 个基本概念：① 地层几何形态与沉积物分布的关系；② 岩石物性、生物地层和地震资料的详尽综合研究；③ 分析构造沉降与海平面旋回之间的可容空间模式，最终通过生储盖和成藏综合研究，指出有利的油气勘探区（图 4-23）。

层序地层学提出了一套全新的概念体系，它在油气勘探开发中发挥了积极的作用，具体表现在未成熟区的勘探应用、成熟区的勘探应用和油田开发区的应用。

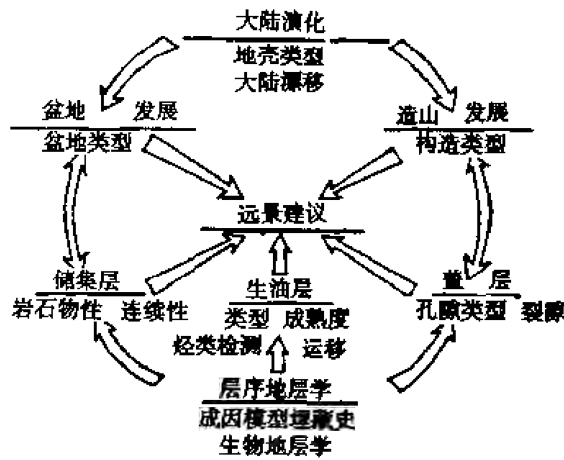


图 4-23 油气勘探网络中的相关因素（据 Sanger，1990）

(1) 在未成熟区油气勘探中的应用

未成熟勘探区是指勘探资料稀少的勘探新区，仅有少量的钻井资料以及地震资料、尚未进行有效的生储盖评价的地区。若这些地区存在剧烈的构造形变、地震资料品质较差、储盖层及圈闭尚未钻探等不利条件，层序地层学的应用常常存在较大的风险。但是，若这些地区存在品质良好的地震资料，存在有一定远景的深水砂体和地层圈闭，那么应用层序地层学在未成熟地区进行勘探就会取得良好的效益。

在未成熟勘探区层序地层学的研究可在下列方面发挥积极作用。在盆地骨干测网上建立层序界面框架，确定较准确的年代地层等时界面用于地层对比和沉积相研究，并为制作多种图件提供年代地层框架和作图单位；在骨干测线的层序框架内细分体系域；在年代地层框架内，主要依据储集层和盖层的分布，确定含油气远景区带；确定或预测圈闭类型，进行油气勘探。

(2) 在成熟区油气勘探中的应用

勘探成熟区是指具有丰富的油气勘探资料及油气勘探成果的地区。这些丰富的油气勘探资料包括较好的露头剖面、广泛分布的较密集的采样和钻井、测井资料、生物地层资料、品质优良的二维或数字地震资料及大量的多种室内分析化验资料。

在成熟勘探区应用层序地层学能够降低勘探风险，在提高油气勘探成功率等方面发挥积极作用。如，可为预测沉积体分布，预测生储盖分布提供很好的概念模型；评价砂岩储层的产状和连续性，并以海泛页岩作为次级地层对比的标志层；预测井间潜在的生储盖组合，确定更为准确的油气勘探方向或趋势，更好地确定富有经济价值的隐蔽性地层圈闭；建立更为综合的地层框架来探索新的成藏组合。

(3) 在油田开发区的应用

油田开发区是指具有丰富的钻井、测井和地震资料的地区。依据层序地层学的理论可以重新评价正在生产的油气田，在增加油田产量、提高采收率以至延长油田寿命等方面发挥作用。

即，可以更好地了解储层非均质性、流体连通性、流体压力系统等油田开发面临的问题；充分地利用钻井、测井资料，预测储层层理和连续性，通过详细的地震层序分析，预测含水层体积和连续性，预测断层面和流体渗漏点；研究岩石物理性质，估算油气田储量；在了解地层形式及其对流体单元影响的基础上，更好地制定注水驱油和提高采收率的开发方案等；通过层序和海泛面的精细层序地层对比，确定储层和隔层的分布情况及其含油气性，为编制高效的油气田开发方案提供地质基础。

(4) 层序地层学在油气勘探开发中的应用条件

当把层序地层学理论体系和研究成果应用于油气勘探开发工作中时，除了要消除地震资料及其它资料的层序地层解释陷阱以外，还要收集充足的、品质良好的露头、钻井、测井和地震资料，通过综合分析和类比研究，利用层序地层学的研究思路对含油气远景区作出评价分析（表 4-3)。

表 4-3 层序地层学远景评价的影响因素（据 Sanger，1990）

主要影响因素	具体影响因素
基础资料因素	① 有无足够密的地震测网和足够高的地震分辨率；② 合成地震记录(VSP)是否与关键井联结起来；③ 是否作了测井曲线的编辑和分析工作；④ 在测井曲线分析中是否综合了岩心和岩屑资料；⑤ 生物地层年代是否准确，资料是否充分；⑥ 层序能否与海岸上超图表严格对比；⑦ 是否作了岩心封堵毛细管压力分析
远景分析因素	① 是否有充分的标准识别体系域和储集层；② 是否对储层、盖层交界面进行构造成图；③ 是否作了岩性横向尖灭或横向相变模型及检验；④ 是否作了振幅频率异常模型并检验了烃类的存在；⑤ 是否经过处理检验排除了相干噪音；⑥ 是否排除了层序解释的勘探陷阱
类比研究因素	① 是否从正确的体系域中选择了类比内容；② 类比的规模和地震模型是否合适、匹配；③ 类比的区域背景是否相似；④ 储采比是否合适；⑤ 类比中是否遇到储层不连续问题；⑥ 油层是水驱还是溶解气驱；⑦ 油气是否充满到溢出点

2. 体系域的成藏条件分析

(1) 有利烃源岩和盖层分析

层序地层学为确定烃源岩的分布提供了一个有关的地质框架。然而仅仅根据体系域或地层的几何形态是难以预测烃源岩分布的。这是因为烃源岩的分布受多种因素的影响（图 4-24），如盆地地形、气候、陆源有机质产率、海洋水深、海洋有机质的产率、海洋水体环境和沉积速率和水深。然而，仅仅根据体系域的分布是难以预测海洋水体循环和气候等影响因素的。陆源有机质产率主要影响了滨岸和三角洲平原环境中煤和煤系沉积物的发育。供给于海洋的陆源有机质形成速率主要受控于植被生态系、沉积物粒度以及距岸线的距离。在前泥盆纪，陆源有机质的产率是可以忽略的，在三角洲平原沼泽等细粒沉积物中，陆源有机质含量是高的，随着搬运距离和水深的加大，陆源有机质的供给降低，但在陆棚边缘和斜坡及峡谷地区，由于三角洲和重力流作用，有机质含量可以很高。总的来说，随着水深增加和距岸线距离的加大，海洋藻类有机质的供给随之降低，在地质历史时期，海洋烃源岩发育的高峰期是在晚泥盆世、晚侏罗世至白垩纪，这与一级海平面变化旋回和板块构造运动强烈活动期是一致的（图 4-25）。被动大陆边缘拉张构造背景盆地、内克拉通和弧后盆地是海相烃源岩最为发育的地方。在构造活动收缩期和广泛的冰期，即石炭纪和二叠纪，海相烃源岩相对不太发育。

对于评价一个含油气远景区和进行油气勘探来说，在导致油气勘探的失败原因方面，缺

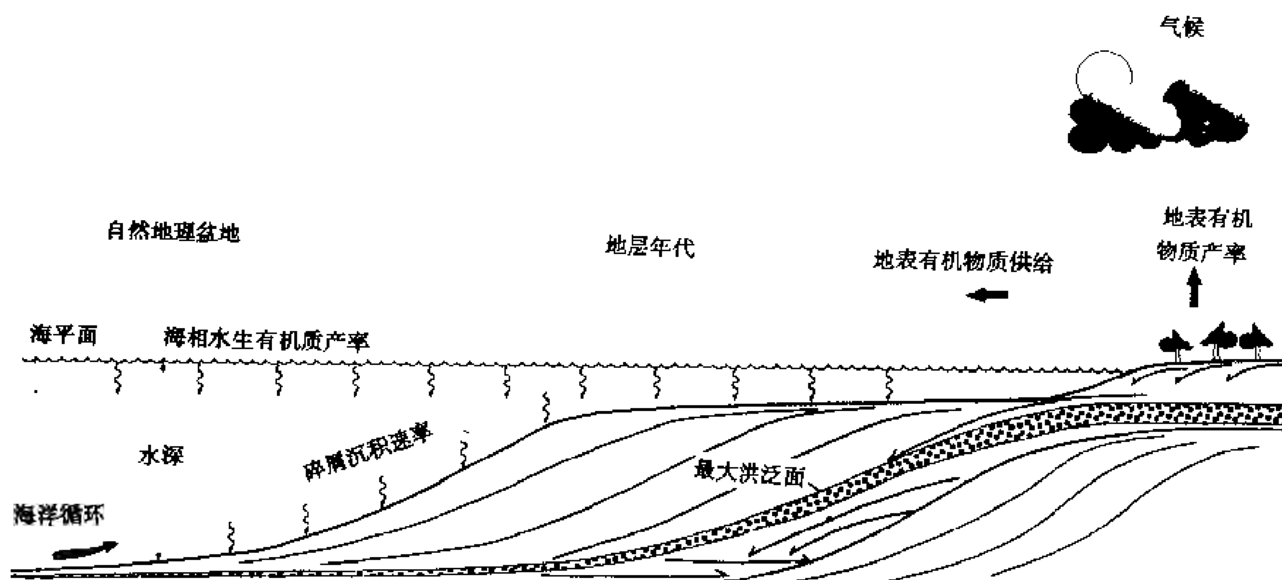


图 4-24 影响沉积物有机质丰度的因素(据 Myers,1996)

乏充足的生油岩和盖层往往比缺乏储层更严重,因此应该根据层序地层学研究,准确预测能充当烃源岩和盖层的细粒岩的分布。故下面将分别讨论在一个相对海平面变化旋回中的各体系域烃源岩的发育状况。

在低位体系域沉积早期,陆棚和斜坡上部均为沉积物过路地带,难以形成煤的聚集,陆源有机质易遭氧化。陆源有机质的分布仅限于盆底扇沉积物中。低位楔状体可发育煤系沉积,但分布范围仅局限在深切谷附近。因此,在整个层序中,低位体系域最缺乏有远景的烃源岩及盖层。

海侵体系域发育期间,岸线向陆后退,浅海陆棚沉积范围不断增大,陆源碎屑物质供给降低,沉积速率降低,从而形成了凝缩层,此时最易形成细粒沉积物。细粒岩石既可作为烃源岩,也可成为盖层。S. Creaney 等认为(1993),较低的沉积速率和沉积界面处的贫氧环境,影响了烃源岩的有机碳总量(*TOC*)。一旦确立了缺氧环境,沉积速率即成为控制 *TOC* 值大小的主要因素。若可容空间不断加大,沉积速率不断降低,则细粒沉积物的 *TOC* 值就会不断增大。显然,一个层序中细粒沉积物的 *TOC* 最大值应与最大海泛面对应的沉积层段密集段相对应。S. Creaney 利用一个假想层序阐述了细粒沉积物与层序地层格架之间的关系(图 4-26)。图 4-26 层序底界为 I 型层序界面,上覆一个低位楔(A 以下部分)、海侵沉积(A 至 C)和高位沉积(C 至 E),接着是层序顶界面(E)和第二个低位楔(F)。在图 4-26 垂向剖面处用声波和电阻率曲线的叠合异常来表示有机碳的相对丰度,即分离越大则 *TOC* 值越高。剖面位置①处于缺乏陆源碎屑供给的盆地最内部,整个层序细粒沉积物的 *TOC* 值均较高,但以最大海泛面对应的密集段 *TOC* 值最高(B 至 C)。对于剖面位置②和③来说,由于陆源碎屑供给相对较多,*TOC* 值相对较低,但每个进积单元的下部较上部具有较高的 *TOC* 值,这是由于后期沉积物供给不断增加造成的。

在高位体系域沉积中,斜坡和盆地细粒沉积物均可作为烃源岩。三角洲平原分支河道间、煤沼环境沉积物也可构成潜在的烃源岩和盖层。

(2) 有利储集层分析

海相碎屑岩层序各体系域都包含着不同成因类型的利于油气富集的储集层。由于可容空间变化速率的变化和沉积环境的变化,以及储层与烃源岩、盖层的关系不同,各体系域中不同

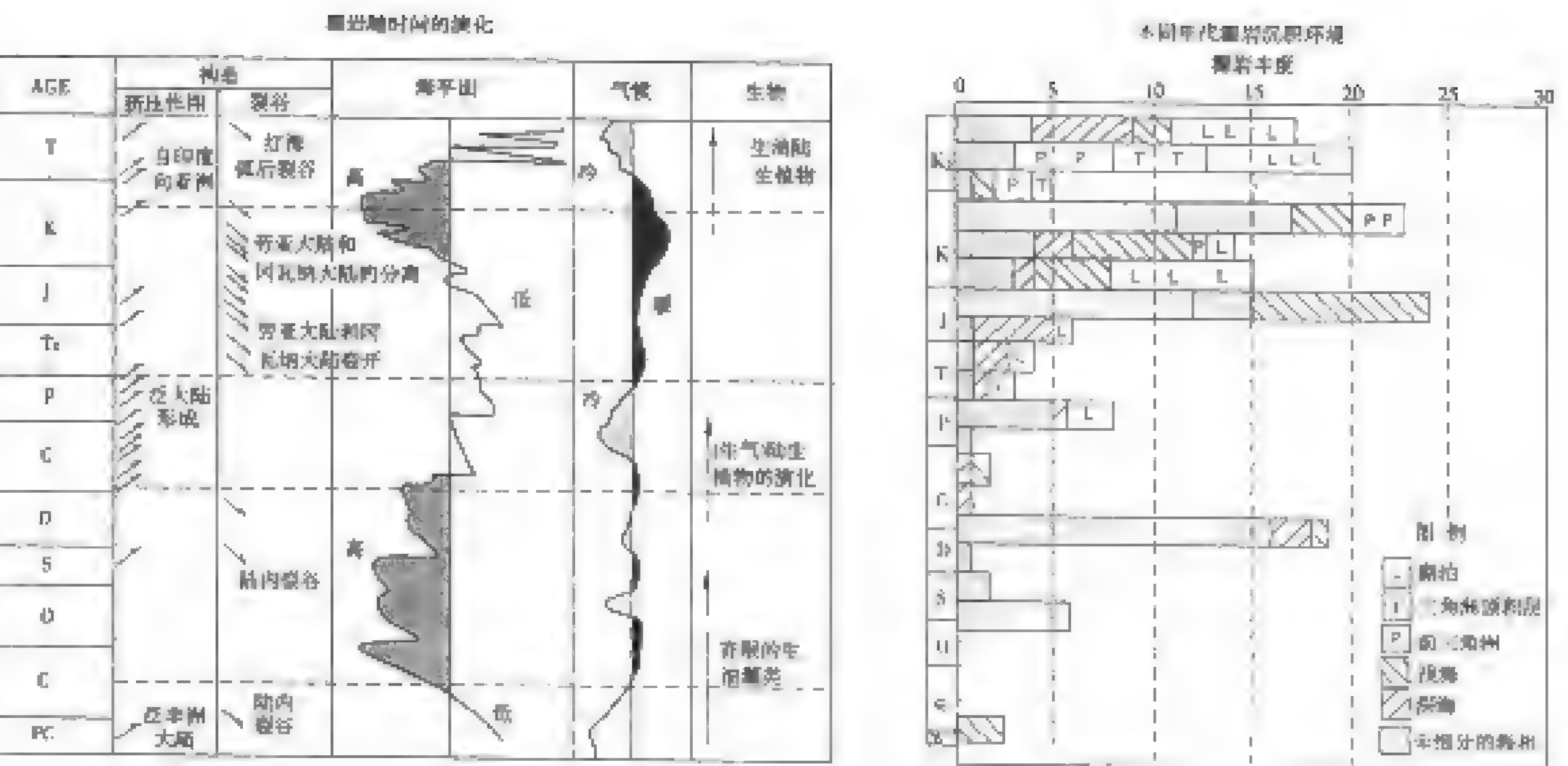


图4-25 地质历史时期烃源岩的分布(据Myers,1996)

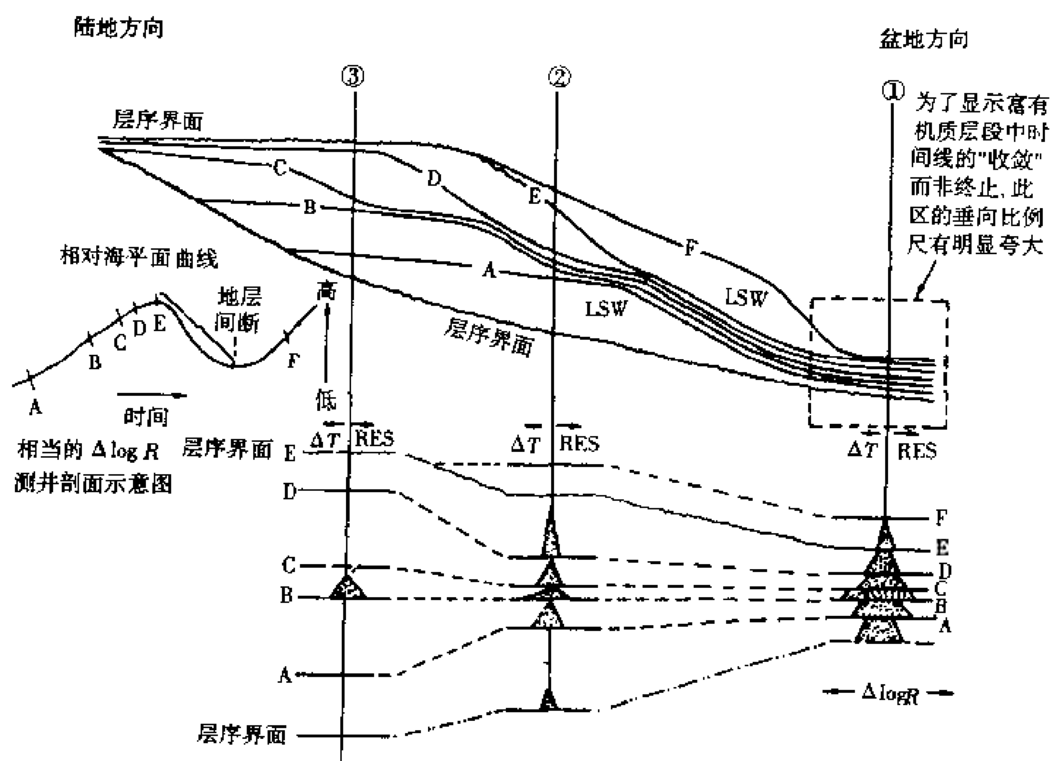


图 4-26 表示细粒沉积物有机碳总量的假想层序(据 S. Creaney 等,1990)

类型储层的物性和有效性存在较大的差别。常见的具有较好储集物性的储层类型有以下几种(图 4-27):

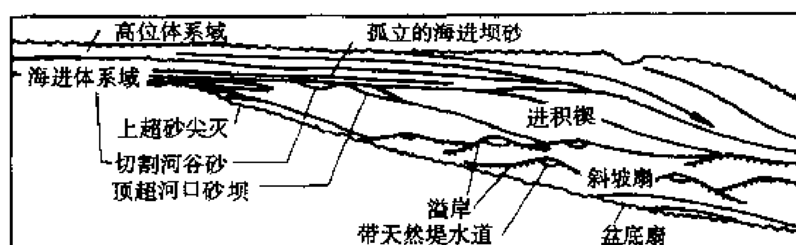


图 4-27 硅质碎屑体系域中有利的储集砂体(据 Mitchum,1989)

① 相对独立的低位盆底扇舌状浊积砂体。这些砂体的储层特性主要取决于砂体的骨架孔隙度、渗透率和连续性,它们常被深海、半深海页岩分隔开来,形成富有勘探前景的地层油气藏。

② 低位斜坡扇水道砂体和溢岸砂层。这些砂体是陆上河流经陆架深切搬运到盆地的。水道砂单层厚度较大,侧向不连续;溢岸砂层虽薄,但孔隙度、渗透率高,可形成由许多薄层砂构成的大型地层圈闭。

③ 低位前积楔状体前缘叠瓦状浊积砂体、进积楔状体上部三角洲和临滨砂体以及充填于海底峡谷的砂体。这些砂体具有良好的顶部盖层,但侧向封闭性差,常需要构造圈闭来聚集保存油气。

④ 海侵体系域海滩临滨砂体。该砂体经海岸高能波浪作用改造,分选好,孔渗性亦好。海岸波浪改造作用有助于使临滨砂体平行于海岸分布。海侵的阶梯状后退性质有助于形成互层砂页岩,以至形成地层与构造-岩性圈闭。

⑤ 高位体系域的河道和三角洲砂体,遍布于陆棚区且沉积厚度大。若在油气逸散之前,这

些砂体的上倾方向的逸散通道被封堵，则可形成构造圈闭。

(3) 体系域的成藏条件分析

由于可容空间变化速率和沉积物供给的差异，各硅质碎屑体系域就形成了不同的成藏条件（表 4-4），但在油气勘探中，应注意勘探低位盆底扇和斜坡扇地层圈闭，预测低位进积楔状体、临滨砂体的顶超和上超尖灭，勘探低位体系域深切谷砂体的地层圈闭以及识别不连续的高位体系域砂体。

对于陆棚边缘体系域来说，三角洲、海滩和临滨沉积可因加积作用形成叠置的厚层砂体，海湾沼泽环境可形成厚的煤层。若储盖层配置恰当，又有下伏海侵体系域供油，也可形成良好的油气圈闭。

表 4-4　不同体系域的生、储、盖层及运移、圈闭（据 J. B. Sangree 等，1988）

体系域		储　层	生油层	盖　层	运　移	圈　闭
低位体系域	盆底扇	具有极好的孔隙度、渗透率，连续性可变，上部水道化叶状体往往是个问题	来自较深层的渗漏，顶部和侧向的凝缩层段页岩可能为生油岩	深海凝缩层段页岩极好，如被斜坡扇覆盖，则有缺失盖层的危险	从较深部生油层垂向运移，也可能从凝缩层段向下和侧向运移	典型的地层圈闭
	斜坡扇（带天然堤水道）	水道砂 5～40 m 厚，溢岸砂薄，为 1～30 cm。水道砂不连续，溢岸砂可广泛分布，但难于识别和评价	不确定，可能是深部的	内部的页岩盖层、顶部凝缩层段页岩盖层。天然堤限制了溢岸砂和裙边式尖灭	不确定，可能经过断层通道或从低位扇体垂向运移	典型的地层圈闭，也有构造圈闭
	进积复合体	可变的，堆叠的河流三角洲和滨岸相，连续性可变	较深层或顶部的海侵体系域生油岩	海侵体系域顶部盖层好，侧向封闭性可能差	较深部油源可能取决于断层通道，也可能从体系域向下运移	典型的构造圈闭，可能有压实圈闭
	海底峡谷充填	变化大，海底水道浊积砂体等，连续性差	不确定，同期源岩可能以生气为主	局部的页岩盖层	不确定，通过断层的垂向运移可能较佳	地层尖灭
	深切谷充填	典型的辫状河砂体，连续性好到中等	顶部海侵体系域的生油岩，可能有深部生油岩	海侵体系域页岩，侧向封闭性差	从海侵体系域向下运移，可能通过断层垂向运移	典型的构造圈闭或鼻状构造圈闭
海侵体系域	临　滨	海滩临滨砂体孔隙度、渗透率极好，泻湖相可变，可预测的线性延伸	海侵体系域顶部和侧向为好的生油层	海侵体系域顶部盖层好，侧向和底部可变	在海侵体系域内向下和侧向运移	孤立砂体为地层圈闭，底部连续的海侵体系域形成构造圈闭

续表 4-4

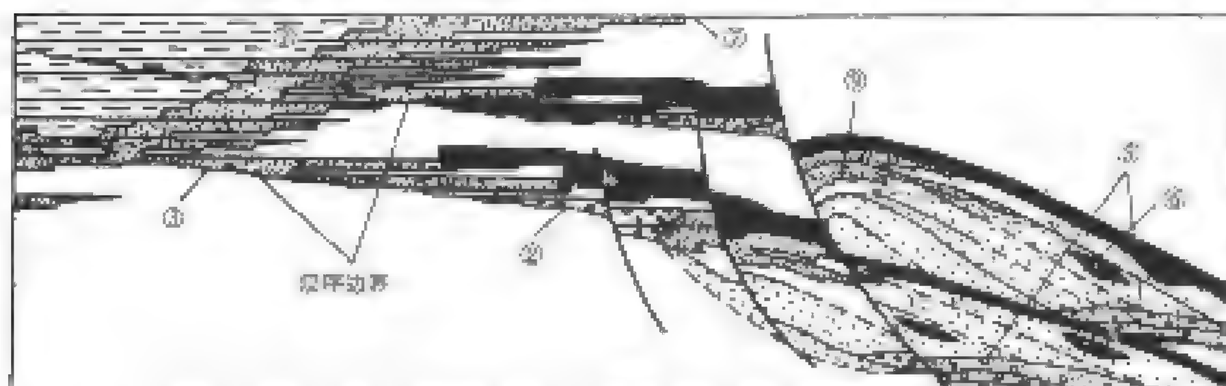
体系域		储层	生油层	盖层	运移	圈闭
高位体系域	河流三角洲	以不连续的河流相、三角洲相为主，临滨相次之	通常是个问题，深部生油岩典型，高位体系域页岩通常较差，且以生气为主	向上倾方向渗漏到海侵体系域，侧向渗漏，泛滥面常是顶部盖层	气和贫油一般来自同期生油岩，好的油源通常需要垂向的断层通道	构造圈闭为主，形成时间早是关键
	冲积扇	冲积砾和砂，连续性差到中等，最好的储层砂位于海侵体系域滞留砾岩的顶部	难以生成油源，最可能的是深部老生油层	无盖层风险，与海侵体系域有关的页岩最佳，但被水道割切	经断层垂向运移或通过高位体系域侧向运移	构造圈闭最佳，深部盆地具有地层圈闭

3. 层序地层中的成藏组合类型分析

层序地层学为我们确定沉积体系类型及其分布，预测有利的烃源岩、储集层和盖层分布及其组合提供了良好的概念模型。这就允许我们通过对硅质碎屑层序和准层序的详细研究，结合盆地构造特征研究，预测富有油气勘探潜力的地层油气藏和地层-构造油气藏及其组合类型，以提高油气勘探成功率和油气勘探经济效益(图 4-28、表 4-5)。表 4-5 序号 1、2、3…9 与图 4-28 中的序号①②③…⑨是一致的。层序成藏组合类型研究表明，层序地层学为人们寻找非构造油气藏提供了新的思路和勘探方法。

表 4-5　具陆棚边缘和缓坡边缘的 I 型层序成藏组合类型(据 Van Wagoner，1990)

序号	成藏组合类型	储层岩相类型	可能的盖层	实例
1	沿倾斜向上尖灭	海滩砂岩或三角洲砂体	海岸平原泥岩	保德河盆地福尔河砂岩
2	深切谷	辫状河流砂岩或河口湾砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾耶瓜中新统、保德河盆地马迪
3	陆棚上超	海滩砂岩、三角洲砂岩、河口湾砂岩或潮下到潮坪砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾塔斯卡鲁撒五德拜恩
4	受盆地限制的上超	三角洲砂岩	陆坡/盆地泥岩	
5	海底扇	海底扇砂岩、浊积砂岩	陆坡/盆地泥岩	墨西哥湾更新统
6	低海平面楔状体	由薄层浊积岩组成的面积有限的小扇体	陆坡/盆地泥岩	墨西哥湾耶瓜
7	沿倾斜向下尖灭	三角洲砂岩、海滩砂岩或潮下砂岩(需要构造掀斜)	陆棚泥岩	保德河盆地帕克曼砂岩、香农砂岩
8	削蚀(截断)	海滩砂岩或三角洲砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾威尔科克斯、保德河盆地萨塞克斯
9	断层圈闭	与 1、2、3 相同	陆棚泥岩	墨西哥湾上新统、更新统



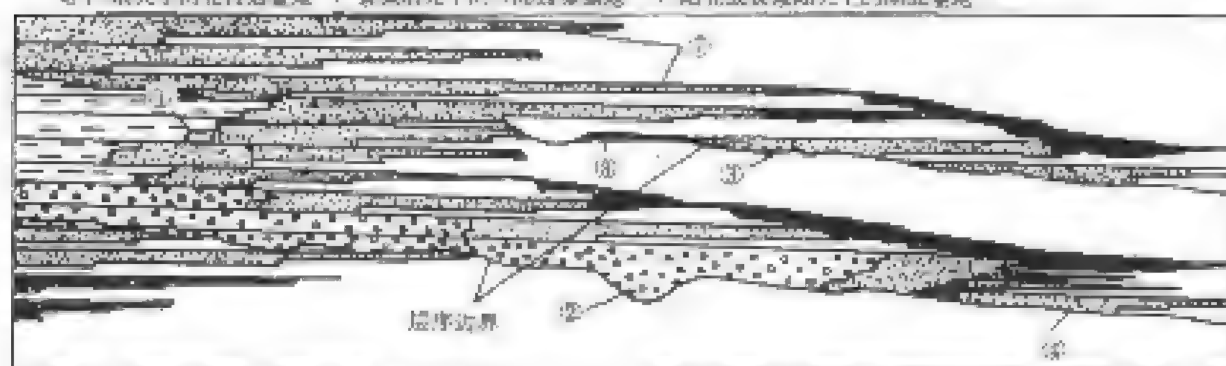




图 4-28 具陆棚坡折和缓坡边缘层序的沉积组合类型(据 Van Wagoner，1990)

第二节 活动型边缘盆地层序地层学

一、前陆盆地层序地层学

在很大程度上，层序地层学的基本概念和理论观点均起源于被动大陆边缘盆地沉积地层研究。在被动大陆边缘盆地中，自盆地边缘高地向盆地中央方向，构造沉降速率增加。在陆棚边缘，沉积水深和沉积倾向都发生了变化，由此建立的被动大陆边缘盆地层序地层样式考虑了构造沉降、全球海平面升降、沉积物供给和气候等因素对层序地层构型的影响。最近几年来，起源于被动大陆边缘的层序地层学已被应用于活动大陆边缘盆地。在活动大陆边缘盆地，如前陆盆地中，构造沉降方式是不同于被动大陆边缘盆地的，构造沉降速率向盆地边缘造山带方向增加，向海方向降低，并且沉积倾向比较均一，缺少深水沉积环境，构造沉降速率的时空变化明显影响了前陆盆地的层序地层样式，所以前陆盆地的层序地层样式不同于被动大陆边缘盆地的

层序地层样式。然而，Posamentier(1993)曾明确指出，起源于被动大陆边缘盆地的层序地层学基本概念和原理能够适用于不同构造类型沉积盆地层序地层研究。所以，下面将在讨论前陆盆地基本地质特征的基础上来讨论前陆盆地的层序地层样式。

1. 前陆盆地主要地质特征

前陆(Foreland)最初是由 Suess(1883)提出的一个术语，系指与造山带相毗邻的稳定地区，且造山带的岩层向它逆冲或掩覆。一般来说，前陆是地壳的大陆部分，应是克拉通或地台区的边缘。Bertaud(1897)和 Haug(1900)曾将阿尔卑斯山脉的磨拉石作为前陆的沉积物，并认为它是地槽发育晚期的产物。Day(1951)更具体地将前陆称为外地槽(Exogeosyncline)，其同义词为前渊。板块构造问世后，Price(1973)和 Dickison(1974)先后提出了前陆盆地这一术语，并指出前陆盆地是大陆岩石圈受上叠地壳加载引起挠曲变形而形成的边缘坳陷盆地(Price，1973)。

Dickison(1974)根据盆地成因和位置，将前陆盆地划分为周缘前陆盆地(Peripheral foreland basin)和弧后前陆盆地(Retroarce foreland basin)。其中周缘前陆盆地是在大陆碰撞及其以后，由于板块自身重力作用造成陆内俯冲而形成的岩石圈挠曲，这可以北美古生代阿巴拉契亚前陆盆地为例。弧后前陆盆地位于仰冲板块上，既可以与板块碰撞相联系，也可以形成于洋壳俯冲时期，这可以北美落基山中新生代阿尔伯塔(Alberta)前陆盆地和北美白垩纪锡弗尔(Sevier)前陆盆地为典型代表。

H. G. Reading(1986)认为，前陆盆地是在褶皱冲断带与冲断层逆掩的克拉通之间发育的大型沉积盆地。T. E. Jordan(1991)则认为，前陆盆地是由于板块碰撞产生的逆掩推覆体加载于大陆边缘，并使大陆前缘隆起而形成的一种不对称盆地。

尽管如此，对世界上主要前陆盆地的研究业已表明，前陆盆地一般具有如下地质特征：

① 前陆盆地一般分布于造山带和前陆隆起之间，并与它们的走向平行；具不对称结构，沉积物呈楔状，靠近造山带一侧较厚，靠近克拉通一侧较薄；地壳厚度比山脉区薄，比克拉通区厚。

② 前陆盆地主要有两种类型，即周缘前陆盆地和弧后前陆盆地，其形态亦有简单型和复杂型(背驮型)两种。其发育的构造背景既可以是被动大陆边缘、也可以是克拉通周缘盆地和坳拉槽等。但是，一般来说，前陆盆地沉积基底是被动大陆边缘上盆地至斜坡、陆棚的沉积物。

③ 前陆盆地是一类重要的挠曲盆地，挠曲程度取决于盆地岩石圈的刚度、构造负荷和沉积负荷的大小。挠曲模型有弹性模型、粘弹性模型和热挠曲模型等。

④ 前陆盆地充填物包括巨厚的海相至陆相沉积物，总体呈向上变浅变粗的沉积序列，一般为陆源碎屑岩，缺乏碳酸盐岩沉积。地层均呈旋回沉积，并发育粗碎屑楔状体和地层不整合面。通常，可将前陆盆地充填实体分为下部岩系和上部岩系，其间多以角度不整合面为界，其中下部岩系与造山带主造山幕同龄，是碰撞后不久形成的；上部岩系为冲断和抬升的产物。

⑤ 前陆盆地沉积物一般具有双物源。物源供给型式主要受与冲断造山有关的地形起伏的影响。物源区的地层构成和演变决定了前陆盆地沉积碎屑类型。因此，根据前陆盆地充填序列中出现的不同碎屑类型或特征重矿物组合，可以恢复和确定造山带岩浆岩、变质岩和特征沉积岩的脱顶次序和年龄，进而推断推覆体前进的次序和年龄。

⑥ 前陆盆地的构造沉降曲线为上凸型，一般可分缓、陡两段，早期较缓，晚期较陡。其沉降速率一般比被动大陆边缘、裂谷和克拉通盆地的沉降速率大，并具有自盆地中心向盆缘递增的趋势。沉降中心和沉积中心不一致，而且沉降中心一般具有向克拉通方向迁移的特点。

⑦ 在前陆盆地临近造山带一侧，强烈的构造沉降造成沉积物具有厚度大、沉积速率快、沉积物成分复杂和变形作用较强的特点。它们是同构造沉积作用的产物，物源来自邻近的造山带。随着远离造山带，沉积物粒度由粗变细，古水流方向从垂直造山带方向转变为平行造山带方向，沉积地形和水深缺乏明显变化。

⑧ 随着造山带挤压运动逐渐减弱，在地壳均衡作用下，造成盆底弹性回跳，导致前陆盆地整体向上隆起。隆起强度随着远离造山带逐渐降低。此时造山带隆起遭受剥蚀，沉积物被搬运，沉积到远离造山带的前陆盆地区。在相邻造山带的前陆盆地区形成明显的侵蚀不整合面，在远离造山带的前陆盆地区为席状展布的粗、细粒沉积物。

⑨ 前陆隆起是前陆盆地的重要组成部分，它是岩石圈受上叠地壳加载于克拉通一侧发生均衡挠曲的结果，其向上的挠曲幅度与冲断规模和前陆盆地沉降中心的下降幅度成正比。

⑩ 前陆盆地一般为冷盆，缺乏区域性火山作用，其构造样式主要为薄皮逆冲断层带、被动双重构造、往克拉通方向发育背冲和对冲的基底卷入型逆冲断层等。前陆盆地的充填序列包括盆地沉积基底面之上的全部盖层沉积，是前陆盆地在多旋回构造演化过程中的产物，是前陆盆地多个成盆期沉积充填物的总和，这些充填物中可以包括数量不等的、受构造作用控制的沉积层序。

正是由于前陆盆地所具有的上述地质特征，导致了前陆盆地有其自身的复杂性和特殊性，特别在盆地性质、地质背景、形成机制、物源供给等方面均不同于被动大陆边缘盆地，这决定了前陆盆地中层序地层模式和控制因素的复杂性和多变性。因此，要了解前陆盆地层序地层展布特征，就应对前陆盆地层序地层主要控制因素进行系统的分析。

2. 前陆盆地层序地层控制因素分析

形成于被动大陆边缘盆地的沉积层序构型受控于全球海平面升降变化、沉降速率、沉积物供给和古气候。最近几年来，经典层序地层学越来越多地被应用于前陆盆地，并开始研究构造沉降作用对沉积层序构型的影响，已经形成了一套将层序地层分析、沉降史分析和构造-地层分析结合为整体的综合地层分析方法（Vail 等，1990），从而为层序地层学在更广泛的领域中得到应用和发展奠定了基础。

前陆盆地为典型挠曲盆地，它在沉积盆地形成机制、构造背景和盆地性质等方面均不同于被动大陆边缘盆地。盆地构造沉降作用对沉积层序的形成和分布起着主导控制作用。故下面分别讨论构造沉降作用、海平面变化和沉积物供给对沉积层序构型的影响。

(1) 构造沉降作用

前陆盆地的构造沉降是由于冲断带挠曲负载作用造成的。构造沉降速率、前陆盆地宽度和前陆隆起的位置取决于岩石圈刚度，负载沉积物的宽度、厚度及密度，以及板块收敛速率。构造和沉积负载作用越明显，盆地沉降速率和幅度也越大。正是这种形成机制与被动大陆边缘不同，导致了前陆盆地沉降速率一般比被动大陆边缘盆地沉降速率大，其沉降曲线形态也不同于被动大陆边缘盆地，前者为上凸型，后者为上凹型（Vail 等，1990）。而且沉降速率在空间变化上也与被动大陆边缘盆地相反，前者沉降速率自盆地中心向盆缘（靠造山带一侧）递增，而后者沉降速率自盆缘向盆地中心递增。

当构造沉降与全球海平面变化共同作用时，就会形成相对海平面和可容空间的变化。在邻近造山带一侧，构造沉降速率明显大于海平面下降速率，导致相对海平面上升；而在远离造山带一侧，构造沉降速率小于海平面下降速率，导致相对海平面下降；它们之间存在一个平衡点将前陆盆地中的相对海平面上升与下降分隔开来。随着全球海平面下降速率加大，平衡点的位

置就会不断地向高构造沉降速率的方向迁移，即平衡点向前陆盆地褶皱冲断带一侧迁移。前陆盆地向陆一侧最远的平衡点位置对应于海平面下降速率最大的地方(图 4-29)。对应最大海平面下降时平衡点的位置是很重要的，它将前陆盆地划分成 A 和 B 两个带。A 带的沉降速率一般大于全球海平面下降速率，因此，在 A 带中，相对海平面一直处于上升状态；B 带以沉降速率有时小于全球海平面下降速率为特征，因此，在 B 带中，相对海平面有升降变化。在前陆盆地中，由于盆地沉降速率主要受控于挠曲负载，盆地沉降速率自盆内向盆缘递增，A 带位于 B 带的靠陆一侧(图 4-29)；在被动大陆边缘盆地中，盆地沉降速率主要受控于岩石圈变冷，盆地沉降速率自盆缘向盆内递增，A 带位于 B 带靠海一侧(图 4-29)。显然，A 带和 B 带的空间位置在被动大陆边缘和前陆盆地是相反的。

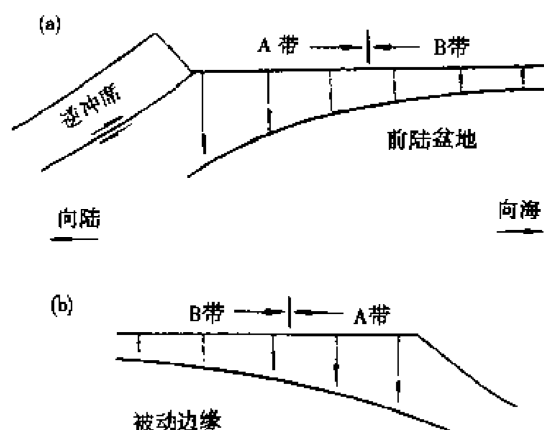


图 4-29　沿沉积倾向方向的前陆盆地沉降速率、相对海平面升降及平衡点位置

(据 Posamentier，1993)

(2) 海平面升降

经典层序地层学曾指出，相对海平面升降是控制层序地层形成的关键性因素，因为相对海平面升降直接控制了沉积物可容空间的变化速率，并导致以层序界面和最大海泛面为界的旋回式沉积。然而，对于前陆盆地来说，层序地层构型也受控于全球海平面升降、气候、构造沉降和沉积物供给。但全球海平面下降速率最大时，滨线的位置对地层型式和地层不整一接触关系起到了控制作用。若滨线位于 A 带，则不会形成 I 型层序边界，地层序列仅反映相对海平面上升速率的降低及以后的加速，这就会产生进积、加积及随后的退积序列。这种地层叠置样式以 Ⅱ 型层序边界和陆棚边缘体系域为特征(图 4-29、4-30)。若滨线位于 B 带，那么该带的相对海平面相对下降就会形成 I 型层序边界，地层序列受相对海平面下降的影响，发育强制性海退沉积序列以及在陆上发育不整合和深切谷(图 4-30)。随着最大向海位置的滨线进一步向前陆盆地造山带一侧迁移，I 型层序边界及其伴生的低位体系域的发育程度降低；对于被动大陆边缘盆地来说，随着滨线不断向陆迁移，形成 I 型层序边界的可能性就越来越大。被动大陆边缘盆地的 B 带位于 A 带的向陆一侧，所以滨线位置就决定了层序边界类型。

值得指出的是，由于前陆盆地沉降速率比较大，特别是在构造活跃时期，盆地沉降速率有时超过全球海平面下降速率，从而导致前陆盆地中相对海平面处于持续上升状态，盆地中通常充填了海侵沉积和海退沉积，层序界面一般为水下侵蚀界面和最大海泛面，有时为不整合面(构造成因)，通常没有与河流回春相伴的陆上侵蚀作用及所形成的不整合面。

(3) 沉积物供给

前陆盆地沉积物供给一般具有双物源，而且盆地中沉积物供给主要受控于与冲断造山有

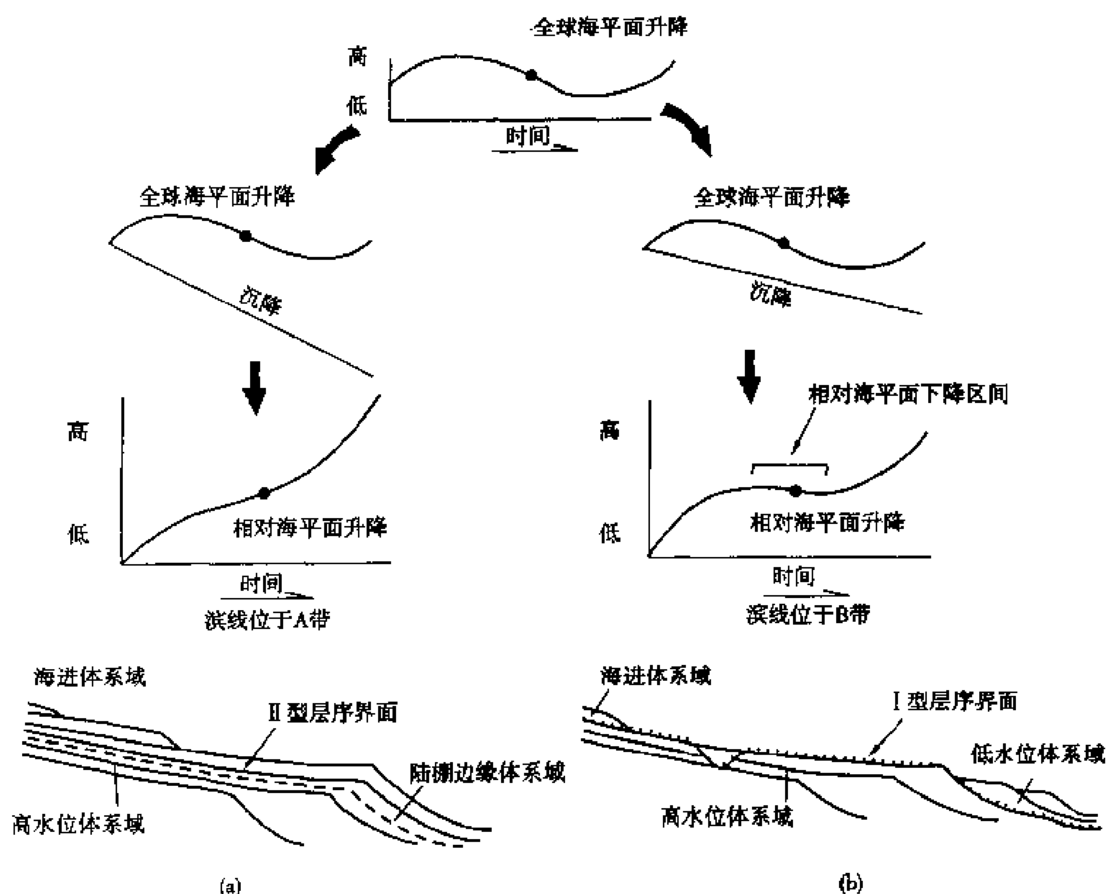


图 4-30 滨线位置和层序边界及层序类型(据 Posamentier, 1993)

关的地形起伏的影响,与海平面升降无关。正是由于这种原因,前陆盆地充填地层呈楔形,地层厚度由盆缘向盆地减薄,而且粗碎屑楔状体的出现是盆缘造山带构造复活的沉积响应。

在其它控制因素不变的情况下,沉积物供给是控制地层构成最重要的因素之一。在前陆盆地中,当沉积物供给相当充分时,海岸线将向B带迁移,可能形成Ⅰ型层序;当沉积物供给不充分时,海岸线向A带迁移,可能形成Ⅱ型层序。而在被动大陆边缘中,当沉积物供给相当充分时,海岸线向A带迁移,可能形成Ⅱ型层序;当沉积物供给不充分时,海岸线向B带迁移,可能形成Ⅰ型层序。显然,仅就沉积物供给速率而言,它对地层结构的控制作用在前陆盆地和被动大陆边缘盆地中是相反的。

3. 前陆盆地层序地层样式

由于前陆盆地的构造背景及演化特征、盆地性质以及层序地层样式的主控因素不同于被动大陆边缘盆地,所以前陆盆地层序地层样式不同于被动大陆边缘盆地层序地层样式(表 4-6),从而增加了将层序地层学概念和方法用于前陆盆地层序地层分析的难度。近期有不少地质学家对不同地区、不同构造演化特征的前陆盆地进行了层序地层学分析研究,提出了不少前陆盆地的层序地层样式,如美国西部科迪勒拉中生代前陆盆地、美国阿巴拉契亚志留纪前陆盆地、中国中生代龙门山前陆盆地等。但由于前陆盆地特有的复杂性和特殊性,至今尚未建立得到人们共同认可的、典型的前陆盆地层序地层样式。下面以缓坡型前陆盆地(Foreland ramp-type basin)为例来说明前陆盆地层序地层特征。

前陆盆地层序地层样式和演化将取决于在一个全球海平面升降变化旋回中滨线位于A带还是B带。当滨线位于A带即紧邻造山带时,构造沉降速率通常大于最大海平面下降速率,此时没有发生相对海平面上升,未形成不整合面层序边界,所以发育了Ⅱ型层序(图 4-30)。沉

积层序由高位、海侵和陆棚边缘体系域构成，不发育低位体系域。当滨线位于B带时，发生了相对海平面下降，形成由低位、海侵和高位体系域构成的Ⅰ型层序(图4-30、4-31)。低位体系域形成于相对海平面下降、静止和缓慢上升时期。海平面相对下降时期，陆棚出露地表形成陆上不整合，沉积物过路进入盆地，在上倾地区发育连续的、缓慢的河流加积沉积。在海侵和高位体系域沉积期间，若盆地发生连续沉降，河流剖面向陆的连续旋转将会造成河流沉积物加积至盆地近端。由于这种后退式旋转作用，使得向陆一侧河流沉积物的厚度不断加大。

表4-6 被动大陆边缘盆地与前陆盆地层序地层比较(据Swift,et al.,1987)

项目	被动大陆边缘盆地	前陆盆地
主要控制因素	长期全球海平面变化	沉陷
陆棚上发生最迅速沉陷地带	向海边缘	向陆边缘
边界面	陆上侵蚀面、海侵面、下超面	下超面(离岸水下侵蚀面)
组成层序单元	早期海退沉积(低水位三角洲)、河口湾、峡谷充填、海侵沉积(上超)和晚期海退沉积(下超)	海侵沉积(少量)、海退沉积

若初始滨线位于B带，自陆向海方向可以依次出现上倾、过渡和下倾3个地层沉积区(图4-31)。当高位滨线位于B带时，整个沉积层序均会出现上倾、过渡和下倾沉积区。上倾沉积区位于A带，以连续的不同速率的河流加积作用为特征，河流加积作用的最低速率会出现在滨线处于相对海平面下降时期。在这个时期，由于较慢的洪泛平原加积速率，河流沉积物以越来越多的河道沉积为特征。在海平面处于低位时期，下倾沉积区接受了沉积，随后被低位和海侵体系域沉积覆盖。常见孤立状的临滨沉积物以及深切谷充填沉积物。在上倾和下倾沉积区之间为过渡带。在过渡带常见沉积间断的突然变化、高位临滨和同期河流沉积，也常见代表沉积物过路的不整合面。过渡带发育深切谷和各种体系域(图4-31)。图4-32表明了上倾端至下倾端之间的对比关系。上倾端的层序界面可与过渡带至下倾端的沉积物过路界面和越来越多的河道沉积相对应。然而，因为难以建立非海相与海相沉积之间的等时对比界面，所以层序界面的等时关系是很难确定的(图4-32)。当滨线限于A带时，下倾端是不发育的，过渡带以缺乏沉积物过路界面的海侵和海退滨岸沉积为特征，上倾端发育具不同沉积速率的连续河流沉积。

前陆盆地的构造活动是复杂多变的，A带与B带的边界也会随着短期的构造事件而发生向陆或向海的迁移。若在前陆盆地构造活动一侧未出现A带，构造沉降速率低于海平面最大沉降速率，那么此时就会发育Ⅰ型沉积层序，层序地层样式反映出上倾端具有越来越多的可容空间，在低位体系域沉积早期，河流下切作用越来越低并发育相对较厚的高位沉积。A、B带概念还可解释为什么某些前陆盆地有时缺乏明显的低位沉积并以高位沉积和Ⅱ型层序边界为主。这是因为这些盆地的滨线发育在A带中。相反，另外一些盆地的滨线发育在B带中，发育Ⅰ型层序边界和强制性海退沉积。滨线的位置依赖于沉积物供给和可容空间的变化。在高速沉积物供给的盆地中，滨线趋于向海进积，要比低速沉积物供给的盆地更易达到B带。前陆盆地的沉积层序主要是由向陆加厚的河流沉积近端楔状体组成的。这是因为向后旋转沉降提供了河流沉积可容空间。A带的河流沉积可以持续发生于整个海平面升降旋回，并在最大海平面下降时期形成高度集中的河道沉积(图4-32)。

Swift等(1987)研究了美国西部科迪勒拉中生代前陆盆地晚白垩世Mesaverde群层序地

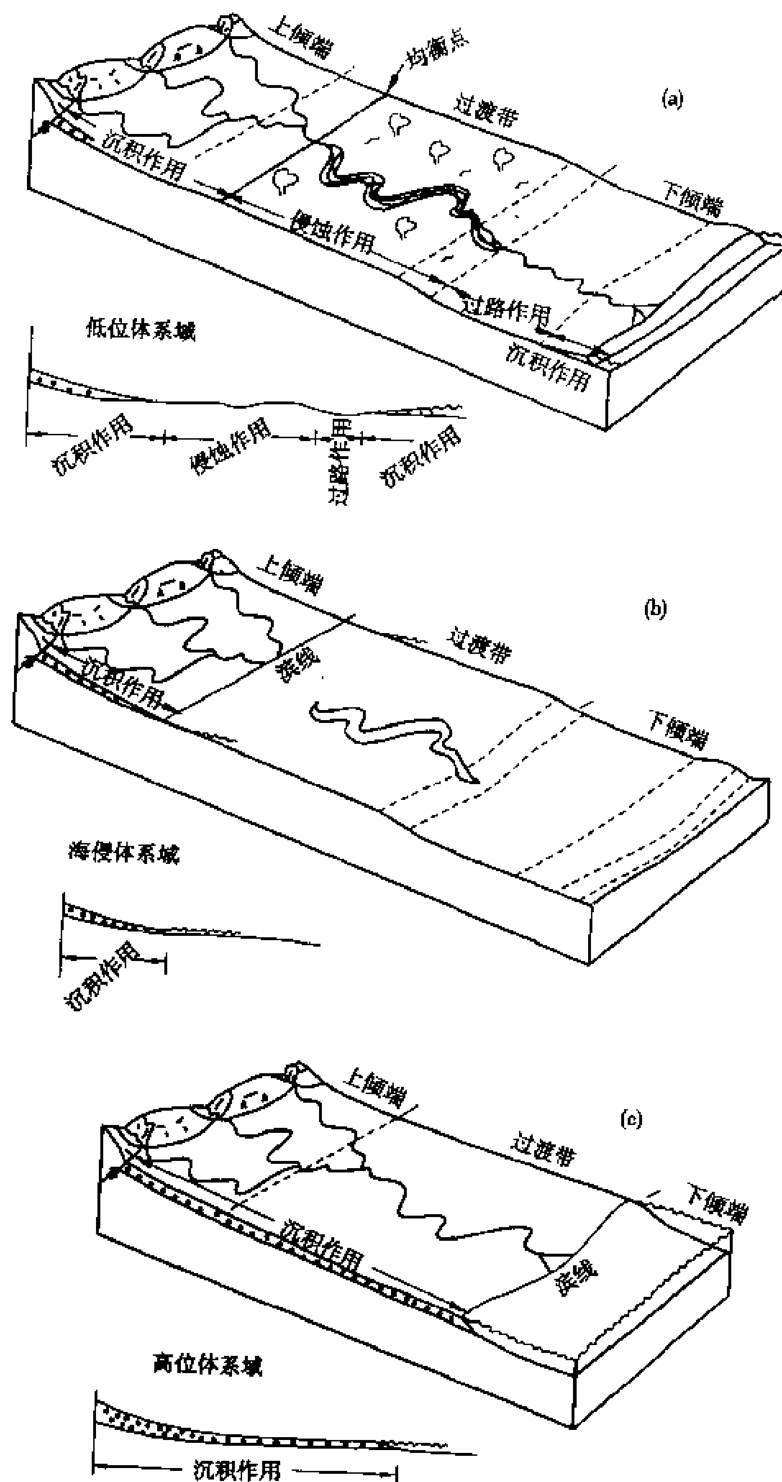


图 4-31　前陆盆地构造活动边缘低位、海侵和高位体系域(据 Posamentier,1993)

层,建立了该盆地层序地层模式(图 4-33),并详细分析了前陆盆地层序地层与经典被动大陆边缘层序地层模式的差异性(表 4-6)。研究表明,该前陆盆地中层序的整体几何形态呈楔形(西厚东薄),层序边界为水下侵蚀面,形成于海平面快速上升时期,而并非形成于相对海平面下降时期,缺乏因海平面相对下降而造成的陆上侵蚀地形和相关的河口湾潟湖沉积。层序由下部的海侵沉积(少量)和上部的海退沉积构成。

Swift 等所提供的前陆盆地层序地层模式,显示出前陆盆地层序地层模式与经典被动大陆边缘层序地层模式明显不同,层序形成的主要控制因素为沉降速率和沉积物供给。由于前陆盆

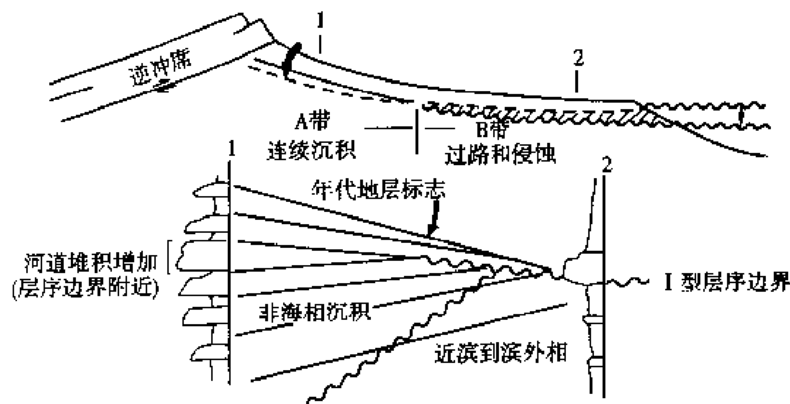


图 4-32 滨线位于 B 带的前陆盆地地层对比(据 Posamentier,1993)

地沉降速率相当大,超过了全球海平面下降的速率,导致前陆盆地中相对海平面处于持续上升状态;盆地中仅充填了海侵沉积和海退沉积,相当于经典层序地层模式中的海侵体系域和高位体系域,层序界面为水下侵蚀界面,间断时间短,缺乏与河流回春相伴的陆上侵蚀作用及其所造成的侵蚀不整合面。而且,沉积物供给来自于盆地西缘,并主要受控于与冲断造山有关的地形起伏的影响,与海平面升降无关,它与沉降速率自东而西递增相叠加,导致前陆盆地中层序整体几何形态呈楔形。

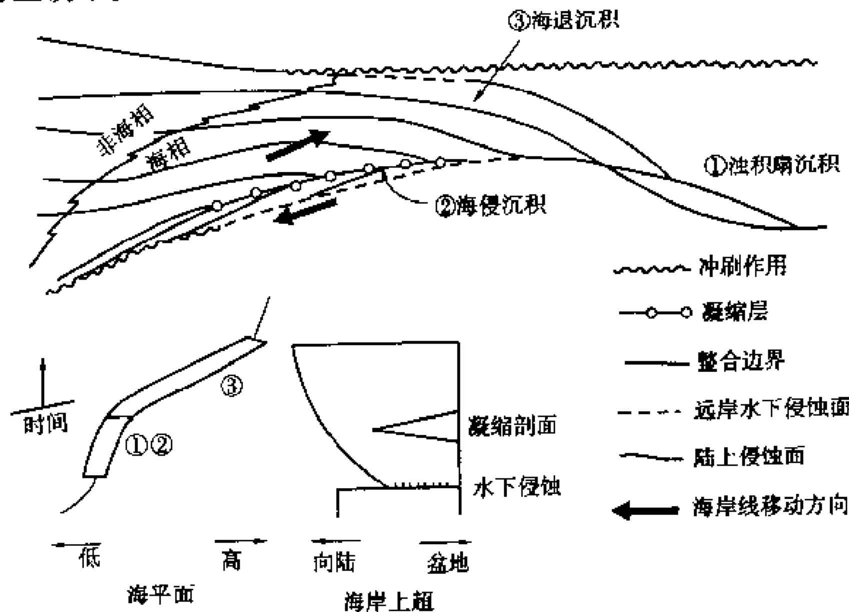


图 4-33 美国科迪勒拉中生代前陆盆地晚白垩世 Mesaverde 群地层的层序地层分析
(据 Swift 等,1987)

二、前弧盆地层序地层学

岛弧是一个高度活动的构造带,其沉积作用受构造、沉积物的供给和全球海平面变化的联合控制。中美洲位于加勒比板块西缘,临近 Cocos、Nazca 和加勒比板块三联点,中新生代以来构造十分活跃,岩浆活动频繁,是研究活动大陆边缘的理想地区。Hartmut Seyfried、Hannelore Schmidt 等人研究了中美洲地峡的哥斯达黎加和尼加拉瓜等地晚白垩世至第三纪的沉积特征,详细描述了各类盆地的沉积类型、岩浆组合及沉积序列。外弧的基底由方辉橄榄岩、橄榄岩、辉长岩、斜长花岗岩、正常的和过渡的洋脊玄武岩、板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩、"岛弧"拉斑玄武岩组成。玄武岩中发现的不连续的放射虫岩指示其年龄从早侏罗世早里阿斯期到

晚白垩世三冬期。Dengo 命名这套组合为 Nicoya 杂岩，它的下部由洋壳岩套组成，上部岛弧由拉斑玄武岩、相关的沉积物和板内玄武岩组成。古新世钙碱性岩浆碎屑首次出现在前弧沉积物中，其时代可追溯到晚白垩世马斯特里赫特期。由于古新世岩浆弧深埋于年轻的火山岩之下而几乎不能直接观察到，古新世岩浆活动唯一的证据来自于被带入前弧盆地的碎屑。中新世深成岩组合，包括辉长岩、碱性花岗岩，作为岩盖或岩基侵入，K-Ar 法测定年龄为 19 Ma 到 11.5～8 Ma 之间。中新世早期和晚期的火山岩主要为安山质组分。这些岩浆岩和岩浆活动不仅为沉积作用提供了丰富的物源，而且对沉积盆地的形成和演化产生了重大的影响。

H. Seyfried 等人(1991)根据哥斯达黎加地区主要的构造单元，高度综合成 8 个地层柱。这些地层柱表明，在整个中美洲地峡层序发育的方式是可对比的，即① 层序整体上显示向上变浅的序列；② 古新世晚期、始新世中晚期和渐新世末期，在外弧和岛弧两翼同时发育碳酸盐缓坡；③ 大的不整合出现在晚白垩世坎潘初期、渐新世晚期和上新世初期，从尼加拉瓜西南到巴拿马中西部相距 900 km 的范围内都可比较。他们通过对该地区的构造背景、沉积组合的分析，较好地总结了活动大陆边缘各个构造单元的沉积类型及层序组成。

中美洲南部的岛弧系统以巨厚的浊积岩为特征，这些浊积岩主要充填在前弧海槽内侧。露头上显示 4 个二级层序。这些层序的形成显然与岛弧系统的地形——构造演化有关。每个层序反映了全球海平面变动、沉积物供应和构造活动的复杂关系。

根据层序地层模式，海底扇的发育主要与全球海平面低位有关，并且是低位体系域的一部分。这种低位体系域可分成低位扇和低位楔。低位扇以砂叶状体为特征，但水下的低位楔则以水道充填沉积和细粒、楔状的斜坡沉积物为主。低位楔也被描述为斜坡扇、斜坡前缘充填楔和锥。而碳酸盐台地沉积环境表明，在这些体系域中沉积作用对相对海平面变化的反映与在硅质碎屑体系中观察到的刚好相反。在高位体系域沉积期间，泥—砂级碳酸盐沉积物穿过陆棚搬运到相邻的盆地中，而在低位体系域沉积期间，浅水碳酸盐的生产能力明显降低，台地的暴露可能导致大气水胶结和喀斯特化(Sarg，1988)。

H. Scyfried 等在研究尼加拉瓜海槽时，在始新世上部识别出 4 个二级层序、2 个三级层序。层序 I 主要出露于尼加拉瓜海槽南部，全部由未水道化的叶状体组成。层序界面以大约距今 68 Ma 的马斯特里赫特末期海平面下降期间砂体的突然出现为标志。砂体被解释为低位体系域的一部分，形成于海平面迅速下降时期。这些砂体厚度不大，指示沉积场所靠近构造高地。海侵和高位体系域的凝缩层没有观察到，很有可能是海平面随后下降时被侵蚀掉了。在尼加拉瓜海槽北部，古新世早期主要的火山-构造事件提供了大量火山和碳酸盐岩块，这些岩块随着火山活动及盆地边缘断裂活动导致碳酸盐陆棚的破坏而被带入盆地中。

层序 Ⅱ 发育于古新世，以一套新的前积砂体组合为标志。这些砂体被解释为一个新的低位体系域的一部分。剖面上部砂岩逐渐过渡为晚古新世至早始新世的硅质灰岩和泥岩，指示随着海平面急剧上升，硅质碎屑供应迅速减少。这些沉积被解释为海侵和高位体系域的一部分。

层序 Ⅱ 主要由薄至中层富火山灰的浊积岩组成。层序 Ⅱ 与层序 Ⅲ 的界面以硅质灰岩和硅质碎屑浊积岩的转变为标志，这可能与始新世中期(距今 49.5 Ma)海平面下降有关。层序内的进积、退积旋回很可能指示低位、海侵和高位沉积。

层序 Ⅳ 以多旋回的扇复合体为特征。这些扇体包括水道化砂体、粗粒水道充填沉积和厚的越岸楔。层序 Ⅲ 和层序 Ⅳ 的界面以粗粒的水道沉积突然开始出现在薄层浊积岩之上为标志，反映 I 型层序边界侵蚀的开始。

在水道砂体中，大的有孔虫数量多，很可能反映了陆棚边缘海平面初始下降时碳酸盐浅滩

的再沉积作用。海平面继续下降期间,弧边礁和碳酸盐陆棚的暴露,导致这些体系的破坏并在盆内再沉积,形成异地碳酸盐角砾。

在主要的构造或火山活动期间,加上硅质碎屑供应增加,在海底峡谷深切陆棚或深切火山两翼时,出现低位体系域很粗粒的水道充填沉积。随着低位三角洲的沉积斜坡变得过陡和不稳定,沉积物开始崩落,大量的细粒沉积物被带入盆地中,形成广泛的水道越岸体系和越岸楔。由于再次开始回落、侵蚀和深水中发生迅速的沉积作用,海侵体系域和高位体系域的界面不易确定,很可能已被侵蚀。

在分析了尼加拉瓜前弧盆地层序组成的基础上,H. Seyfried 总结了构造隆升或沉降、火山活动和全球海平面变化对沉积作用的影响(图 4-34)。在马斯特里赫特末期,由于海平面下降,沉积作用发生了显著变化,富砂的浊积体系既发育于前弧海槽的内侧,也发育于外侧。岛弧演化初期,必定存在一个浅水体系,能够贮集大量砂。古新世砂体内部向上变厚变粗的旋回指示很高的沉积物量。这些沉积物与钙碱性岛弧的上升有关,在古新世可以补偿海平面上升的影响(图 4-34a)。此外,狭长型的盆地有利于砂体的发育。古新世早期,主要的构造-火山事件导致上白垩统台地碳酸盐的破坏,结果发育粗粒浊积体系(图 4-34b)。前弧外缘地区的隆升伴随着倾斜引起海底峡谷后切,深切于外弧中,其前端到钙碱性弧的狭窄陆棚上。在峡谷口,很粗的海底扇发育于前弧外侧(图 4-34c)。古新世末期和始新世初期,海平面上升形成以退积旋回为主的沉积序列。此外,从古新世晚期到始新世早期,岩浆弧大多不活动,只为盆地提供了极少量的火山碎屑物。在外弧海槽内侧,形成薄层浊积岩并保留了浅水硅质碎屑体系,但硅质泥岩和灰岩形成于碳酸盐缓坡上(图 4-34d)。碳酸盐缓坡发育于外侧的构造高地上,浅水碳酸盐周期性地供给到缓坡下部(图 4-34e)。中新世中期,火山活动再增强,富含火山灰的沉积物沉积在前弧盆地内侧。常见的再次沉积的大型有孔虫指示陆棚上浅水碳酸盐的存在。只有极少数的硅质碎屑斜坡扇富含再沉积的有孔虫,指示海平面下降幅度不大(图 4-34f)。晚始新世早期,火山-构造活动加剧并形成很粗的海底扇。盆地边缘的破裂引起点礁的破坏和再沉积,在这个沉积序列中,认为水道越岸组合是在强烈的火山-构造活动减弱时,由第三级全球海平面变动造成的(图 4-34g)。

尽管活动型边缘盆地的构造活动及沉积物供给是非常复杂的,但全球海平面升降变化对层序地层构型的影响是十分重要的,它与构造沉降变化以及沉积物供给一起影响了层序地层样式。由于活动性边缘盆地的复杂性,人们对这类盆地层序地层样式的研究尚处于探索阶段,还有许多工作等待地质学家去完成。

第五章　海相碳酸盐岩层序地层学

第一节　碳酸盐岩沉积背景及其控制因素

尽管碳酸盐岩沉积作用机理明显不同于硅质碎屑岩，但起源于被动大陆边缘的硅质碎屑岩沉积的层序地层学原理仍适用于碳酸盐岩的层序地层分析，即碳酸盐岩层序地层样式和岩相分布受构造沉降、全球海平面升降变化、沉积物的供给和气候等4个主要变量控制。构造沉降产生了沉积物的沉积空间，全球海平面升降变化控制了地层分布模式，沉积物供给的多少控制了古水深，气候控制了沉积物类型。气候中的降雨量和温度对碳酸盐岩、蒸发岩的分布，以及硅质碎屑沉积类型和数量都产生了重要影响。

一、碳酸盐岩沉积背景

1. 碳酸盐岩沉积背景

碳酸盐台地和滩是碳酸盐岩沉积最为活跃的地方，根据它们在盆地中的位置和地层剖面坡度，可将碳酸盐台地和滩边缘剖面划分成3种类型。一是位于盆地边缘的区域性碳酸盐台地和缓坡剖面，其沉积坡度小于5°；二是镶在盆地边缘的区域性前积台地和滩剖面，其前缘斜坡坡度为5°～35°；三是浅海台地或孤立台地剖面（图5-1）。

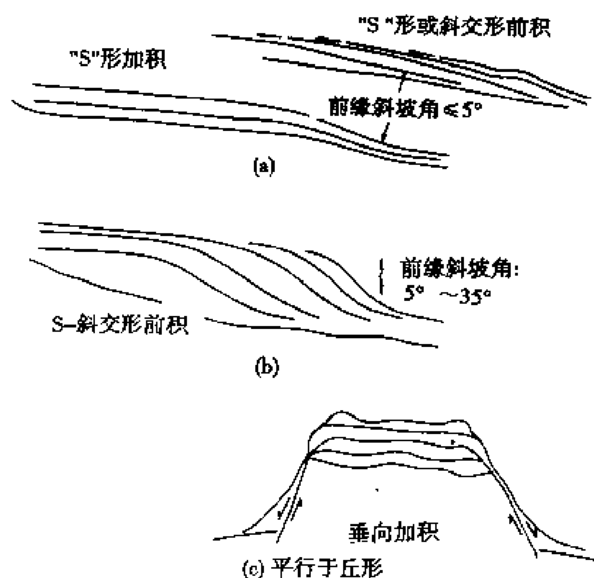


图5-1　不同碳酸盐岩沉积剖面示意图（据Sarg，1988）

（a）区域性台地和缓坡（前缘斜坡角≤5°），表现为S型或斜交型前积；

（b）区域性前积滩（前缘斜坡角为5°～35°）；（c）孤立台地

（1）盆地边缘的区域性碳酸盐台地和缓坡剖面

盆地边缘的区域性碳酸盐台地和缓坡沉积坡度都小于5°，但其沉积厚度可以变化很大，从几米到几百米，生长模式也可以是从加积到进积的型式。碳酸盐缓坡是在正地形区发展建设而成的，并顺着平缓的古斜坡向下沉积，斜坡上相带宽缓、不规则，也没有明显的地形坡折（图

5-2)。在地震剖面上，缓坡剖面表现为低角度的S型或叠瓦状前积结构(图5-3)。

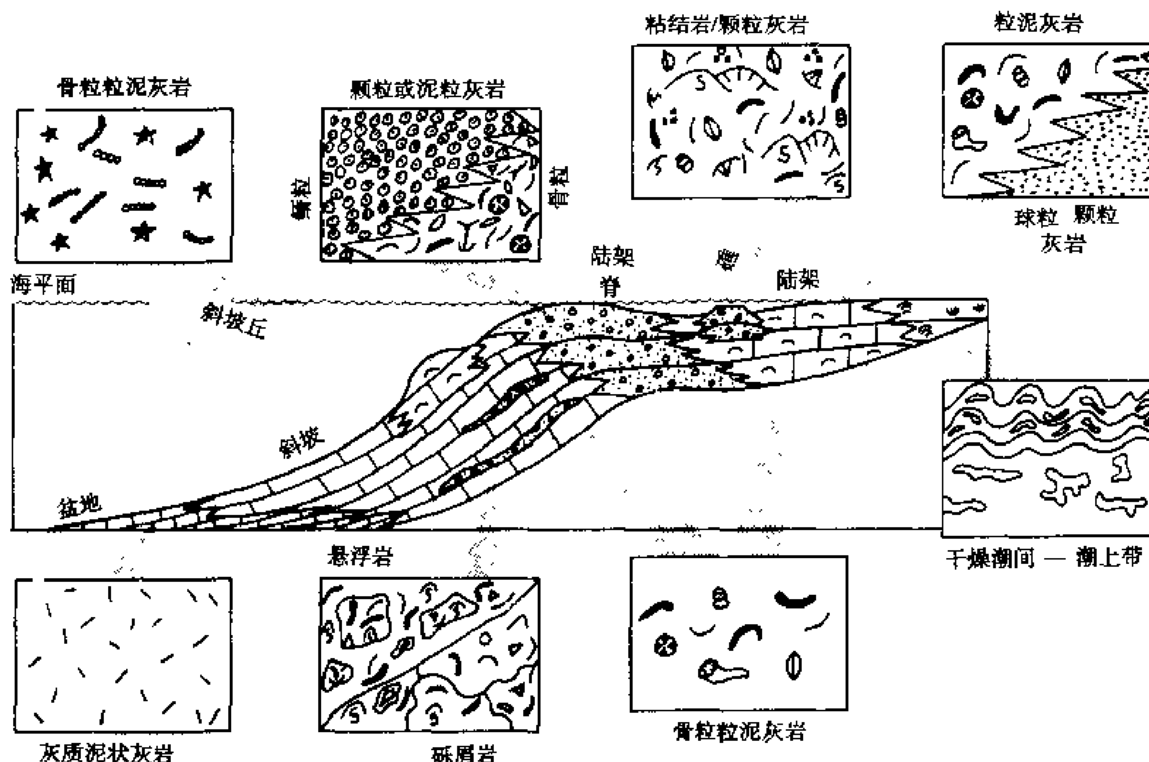


图5-2 碳酸盐台地和滩的相带及其典型的沉积结构(据Sarg,1988)

(2) 盆地边缘的区域性前积滩和台地剖面

盆地边缘的区域性前积滩和台地剖面以具有前缘斜坡的前积模式为特征。前缘斜坡的坡度为5°～35°,前积滩的厚度从几米到几百米,前积距离可达数百千米。它们呈S型、S型至斜交型和斜交型前积模式。在碳酸盐岩层序剖面中,常见碳酸盐岩前积滩和台地剖面呈缓坡或低角度S型前积至斜交型前积形式(图5-3),这可能是高水位结束时海平面下降的产物。

(3) 浅海孤立台地剖面

作为一种厚层大型复合建造,浅海孤立台地多出现在远离区域性盆地缓坡或台地的地方。拉张盆地中地垒式断块常常诱发孤立台地的发育。这些地垒式断块可以作为沉积浅海碳酸盐岩的场所,而地堑内往往沉积深水泥质沉积物。孤立台地常具有陡峭的边缘,那里可能是台地面临海洋的一侧。在地震剖面上,孤立台地常响应于明显的宽缓丘形反射(图5-3)。

2. 碳酸盐台地和斜坡沉积相带

前述的碳酸盐岩沉积剖面都有各自的特征沉积相带,相带的宽度和复杂程度以及对水深、水化学性质的敏感程度都是不同的。在陆棚边缘狭窄陡峭的地方,相带分布窄而规则;在台地和边缘区、陆棚区宽阔的地方,相带分布较宽而复杂。作为一个具有代表性的碳酸盐岩沉积剖面,可识别出潮上-潮间坪相、潮下浅海陆棚相、台地或滩边缘相、前缘斜坡相和盆地相(图5-2)。

(1) 潮上—潮间坪相

潮坪相常以一种向上变浅的、规模较小的潮下带至潮上带的沉积旋回或准层序方式产出。沉积厚度为数十米,沉积持续时间可达一百万年。潮坪沉积环境由潮上带、潮间带和潮下带3个次级沉积环境构成。潮上带由泥或粉砂级颗粒沉积物组成,具有较发育的风暴成因纹层、藻纹层、内碎屑层,其中藻纹层可延伸到潮间亚相。由于潮上环境位于平均高潮线以上,从而具有

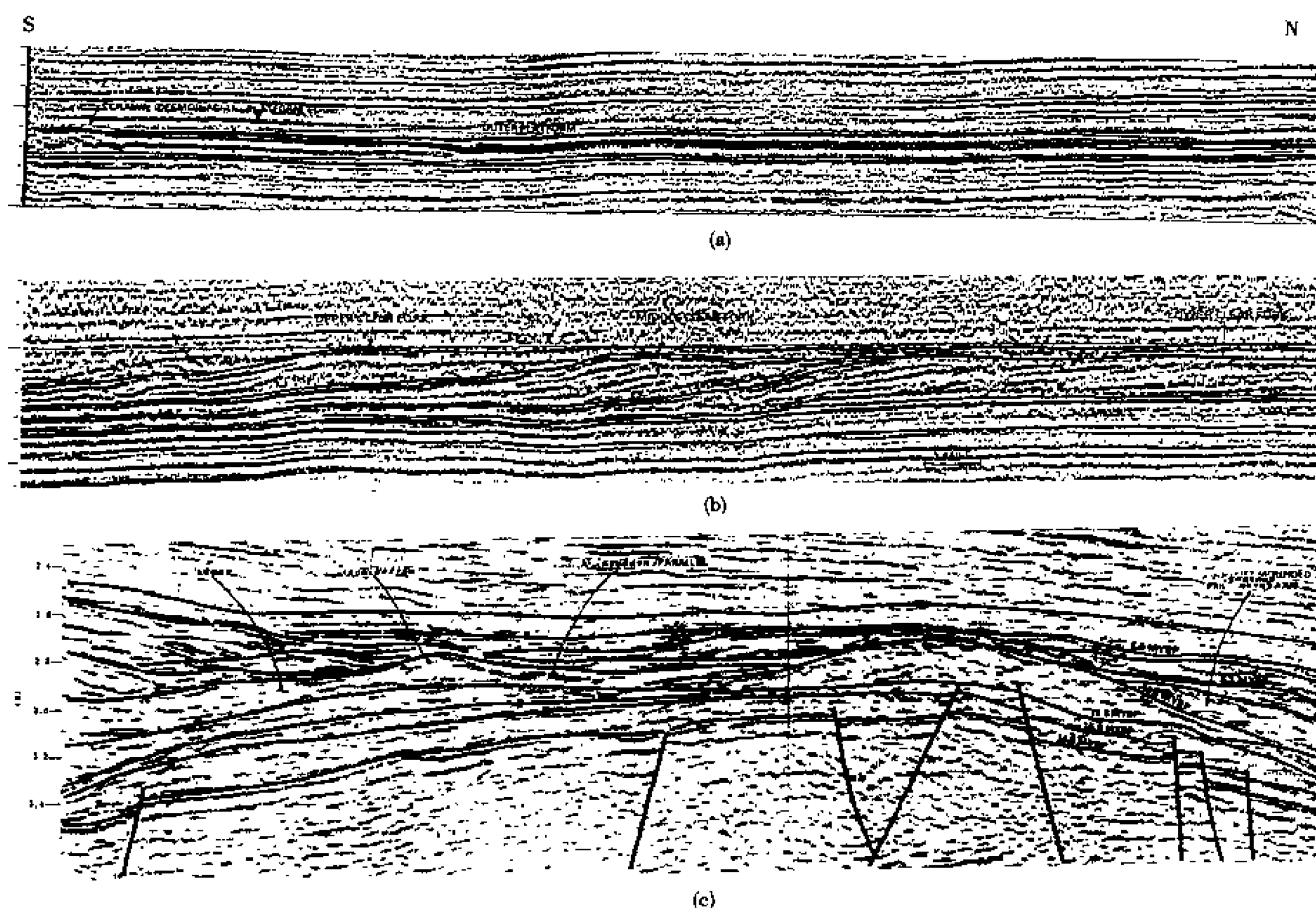


图 5-3 碳酸盐台地和缓坡地震反射结构(据 Sarg,1988)

泥裂、鸟眼构造。潮间亚相通常是富含泥质和具有潮汐水道的复合体。在潮汐水道中一般含有内碎屑和碳酸盐岩岩屑的底部滞留沉积,其上覆有具潜穴的骨屑石灰岩。潮下亚相由灰泥灰岩和颗粒灰岩组成,缺乏原始沉积构造。

(2) 浅海陆架相

该相带常由潮下骨屑泥灰岩、粒屑灰岩和砂屑灰岩等岩性构成的向上变浅的准层序组成。若存在正常海水,则该相带动植物群发育,包括珊瑚、软体动物、腕足动物、海绵类、有孔虫及藻类等,生物扰动普遍。该相带海水盐度为正常到中等,水体循环程度从低到中等偏高,这主要取决于台地边滩对潮汐和潮流的限制程度。当陆棚受限时,则可能形成广泛的蒸发岩泻湖,并以被石膏或硬石膏覆盖的泥质支撑石灰岩构成的向上咸化的准层序为特征。

(3) 台地或滩边缘相

台地或滩由砂屑灰岩、泥屑灰岩及生物礁在内的岩相复合体组成,这种复合体组成特征取决于可供利用的有机质类型和水体条件。在很多情况下,滩边缘单个准层序的识别比较困难,这是因为垂向叠加的碳酸盐岩是在活跃的高能波浪和海流机制下沉积的。滩边缘相通常含有小到中型的槽状交错层理和海底硬地。生物丘(Bioherm)含有生物或胶结物粘结的块状礁体和斑礁体,其间隙被灰质泥岩、骨屑灰岩和泥质灰岩充填。该相带沉积水深从海平面至水下 50 m 处,在某些地方可构成展布达几千米的小型潮上岛。

(4) 前缘斜坡相

前缘斜坡相位于台地或滩边缘坡折向海方向的斜坡面上。沉积斜坡坡度可达 35°以上,水

深从几十米到百米以上。沉积岩相由伴随着巨型滑塌的成层灰质泥灰岩、透镜状或楔状碳酸盐碎屑或生物碎屑钙质砂组成，此外，硅质碎屑岩可作为碳酸盐岩的夹层出现。该相中准层序的发育不明显，表现为碳酸盐岩（海进）和页岩（海退）层偶，或者表现为灰泥与碎屑砂层层偶。

（5）盆地相

该相的岩石成分取决于水深和水的循环程度。对于水深达 100 m、水体盐度正常、含氧丰富和水体循环良好的盆地环境，岩性常以潜穴化骨屑石灰岩和含有一些泥质颗粒的石灰岩为特征。该相带生物群种属多样，局部生物群丰度较高，包括腕足和头足类动物、珊瑚和棘皮动物。在水深几百米、贫氧、水静的盆底，岩性以薄层和纹层状黑色泥灰岩为主要结构类型，常见燧石，生物群主要是远洋浮游生物。若盆地非常局限，就会出现盐度成层现象，在盆地碳酸盐岩中可能含有准同生石膏和硬石膏。

二、碳酸盐岩沉积控制因素

1. 相对海平面变化的控制作用

对于碳酸盐产率、台地或滩的发育及其相应的岩相分布来说，相对海平面的变化是控制碳酸盐岩沉积的首要因素。相对海平面的变化控制了可容空间的变化，从而控制了碳酸盐岩沉积潜力。

碳酸盐岩沉积物多是在沉积环境中原地生长的。大部分碳酸盐岩沉积物是由生物产生的，其中不少是光合作用的副产物。因此，这种生成过程取决于光照程度。随着水深增加光照程度迅速降低。高碳酸盐产率主要分布在海水 50～100 m 的水体中，因为该深度内悬浮着大量能进行光合作用的生物。有意义的是，在 10 m 水深内碳酸盐产率最高，而在 10～20 m 内锐减（图 5-4）。这种碳酸盐产率的狭窄深度限制，是碳酸盐产率能否与海平面变化保持同步的重要因素。显然，碳酸盐产率受控于水体深度或可容空间的变化速率。实际上，相对海平面变化控制了可容空间的变化，也影响了水体盐度、营养成分、温度、含氧量及水深等因素的变化，从而最终控制了沉积层序的构型。

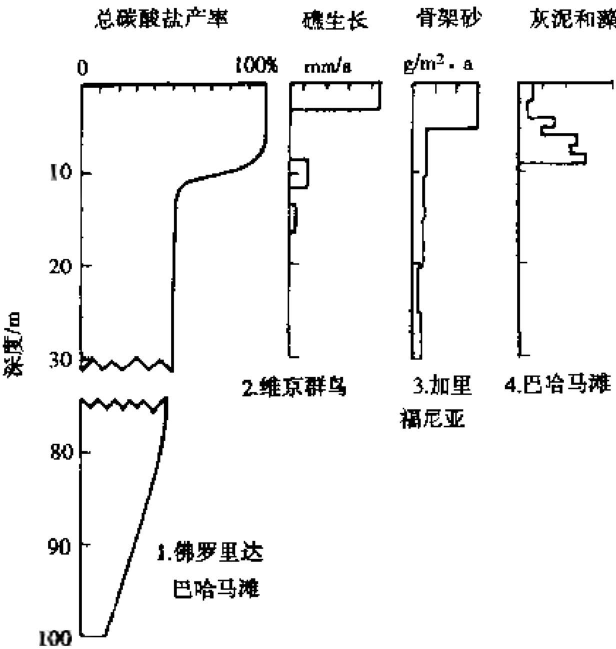


图 5-4　碳酸盐产率与水深关系（据 Sarg，1988）

古代碳酸盐岩台地或滩的长期沉积速率远小于全新世的沉积速率(图 5-5)。古生代碳酸盐沉积速率为 13～365 μm/a，而全新世碳酸盐生长速率为 500 ～1 100 μm/a(鲕滩和潮汐沉积)。全新世珊瑚礁的沉积速率可达 10 000 μm/a 以上。

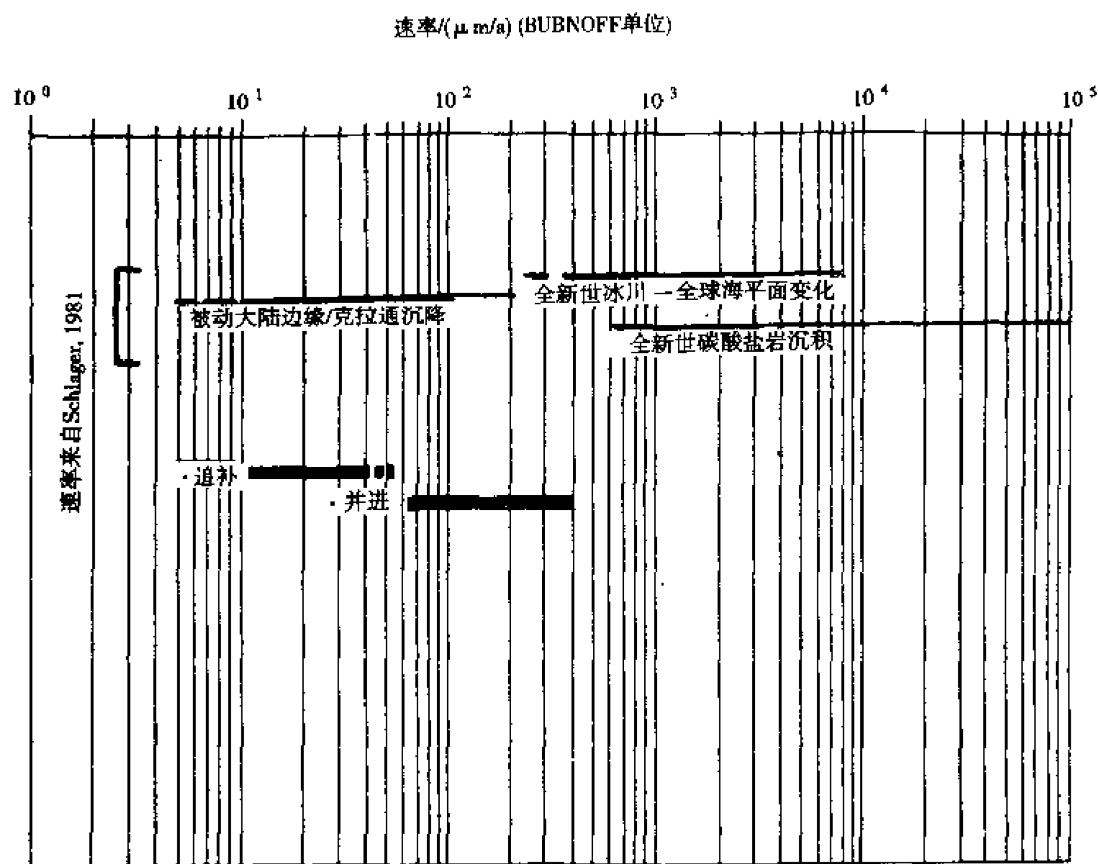


图 5-5　碳酸盐沉积速率与全球海平面变化速率的关系(据 Sarg,1988)
碳酸盐追补沉积速率明显低于并进沉积速率

2. 构造沉降和沉积背景的控制作用

若不发生构造沉降，就不会发生长期的碳酸盐沉积物的沉积和保存。由于地壳变薄、热冷凝和负载作用引起的构造沉降与海平面升降一道构成了可供海洋沉积物沉积的空间。构造沉积速率取决于地壳的类型、地壳的地质年代、引起沉降的应力场类型、岩石圈流变特征、岩石圈板块中的位置或构造背景。另外，沉积负载作用也会加强构造驱动的沉降作用。聚敛性、离散性、转换性板块边缘分布的以及位于板块内的浅海碳酸盐台地可由洋壳组成，亦可由陆壳组成。总的来说，构造背景决定了沉降盆地的基底形态、浅海碳酸盐岩沉积区的初始形态、海洋影响的范围和形式等。

构造沉降作用也会影响碳酸盐台地的暴露。碳酸盐台地出露地表将会造成碳酸盐停止生长并对暴露的碳酸盐沉积物产生化学侵蚀。碳酸盐沉积物常是不稳定的，易遭受酸性大气水的改造。不稳定矿物文石和高镁方解石易转变成更为稳定的低镁方解石。若气候湿润，出露的碳酸盐台地有时会形成喀斯特地貌以及次生孔隙发育的碳酸盐岩储层。碳酸盐台地暴露地表(低位期)所发生的大多数风化成岩作用都是化学性质的，物理作用是不明显的。若有陆源碎屑供给，则河流可深切碳酸盐台地，将碎屑物质输送到盆地。需指出的是，低位期原地碳酸盐体积的多少主要取决于碳酸盐斜坡特点。

盆地结构也是影响碳酸盐岩层序几何形态的另一关键因素。非局限性盆地具有正常的、循

环良好的水体，为大量原地生物繁盛提供了合适的生态环境，表现出了较大的碳酸盐岩发育潜力。而盐度高、含氧量低的盆地只有少量或已异化的生物群落，碳酸盐岩发育潜力较低。例如，沿裂谷盆地边缘或孤立台地边缘，局部发育礁或碳酸盐岩砂浅滩，邻近这些浅滩将发育突然侧向相变的、明显的线形相带(图 5-2)。

由于碳酸盐岩的进积和加积作用，造成台地或滩边缘相发育，其几何形态是水深和原地生物生长特征的函数。在低到中等沉降速率、浅到中等深度(100～600 m)的盆地中常见前积作用，面临海的边缘则以加积作用为主。相反，在逐渐变深、无坡折的海底背景下，发育较宽的、难以区分的相带(如克拉通背景)。

3. 气候控制作用

作为气温、降雨量、大气圈湿度和风的度衡，气候决定了水的盐度和水的循环。热带海洋浅水比中纬度温带海洋具有更高的饱和度，这个差异影响了碳酸盐沉积物的产率、稳定性和早期成岩的潜力。除了碳酸盐岩以外，气候还决定了沉积层序中的沉积物类型。在干旱气候和水体循环较局限的环境下，在陆棚上的盆地、泻湖、潮上坪等环境会产生蒸发岩沉积物。若陆缘沉积物供源点邻近碳酸盐台地，那么气候的差异将会影响硅质碎屑沉积物供给的类型。潮湿气候利于河流、三角洲硅质碎屑沉积物的沉积，而干旱气候利于风成硅质碎屑沉积。这些在碳酸盐岩地层序列中出现的沉积物类型不仅反映了气候条件，而且也反映了相对海平面的变化。次生岩溶孔隙的发育不仅与地层出露的时代和时间长短有关，而且与降雨量的多少密切相关。

第二节　碳酸盐岩层序地层学

一、层序类型和层序边界

碳酸盐岩层序地层分布样式和体系域的类型受控于相对海平面的变化。根据层序边界类型、海平面升降速率和盆地构造沉降速率的变化，可以将碳酸盐岩层序划分成Ⅰ型和Ⅱ型两种类型。Ⅰ型层序由低位体系域、海侵体系域和高位体系域构成，Ⅱ型层序由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高位体系域构成(图 5-6)。

1. Ⅰ型层序界面特征

当海平面迅速下降且速率大于碳酸盐台地或滩边缘盆地沉降速率、海平面位置低于台地或滩边缘时，就形成了碳酸盐岩的Ⅰ型层序界面。Ⅰ型层序界面以台地或滩的暴露和侵蚀、斜坡前缘侵蚀、区域性淡水透镜体向海方向的运动以及上覆地层上超、海岸上超向下迁移为特征(图 5-7)。

(1) 碳酸盐台地或滩边缘暴露侵蚀的岩溶特征

碳酸盐台地广泛的陆上暴露和合适的气候条件为形成Ⅰ型层序界面提供了地质条件，因此风化壳岩溶是识别碳酸盐岩Ⅰ型层序的重要特征。常见的岩溶识别标志有：

① 古岩溶面常是不规则的，纵向起伏几十至几百米。岩溶地貌常表现为岩溶斜坡和岩溶凹地。

② 地表岩溶主要特征为出现紫红色泥岩、灰绿色铝土质泥岩以及覆盖的角砾灰岩、角砾白云岩的古土壤。风化壳顶部的岩溶角砾岩往往成分单一，分选和磨圆差。碎屑灰岩的碎屑如鲕粒、生物碎屑常被溶解形成铸模孔等。

③ 古岩溶存在明显的分带性，自上面下可分为垂直渗流岩溶带、水平潜流岩溶带和深部

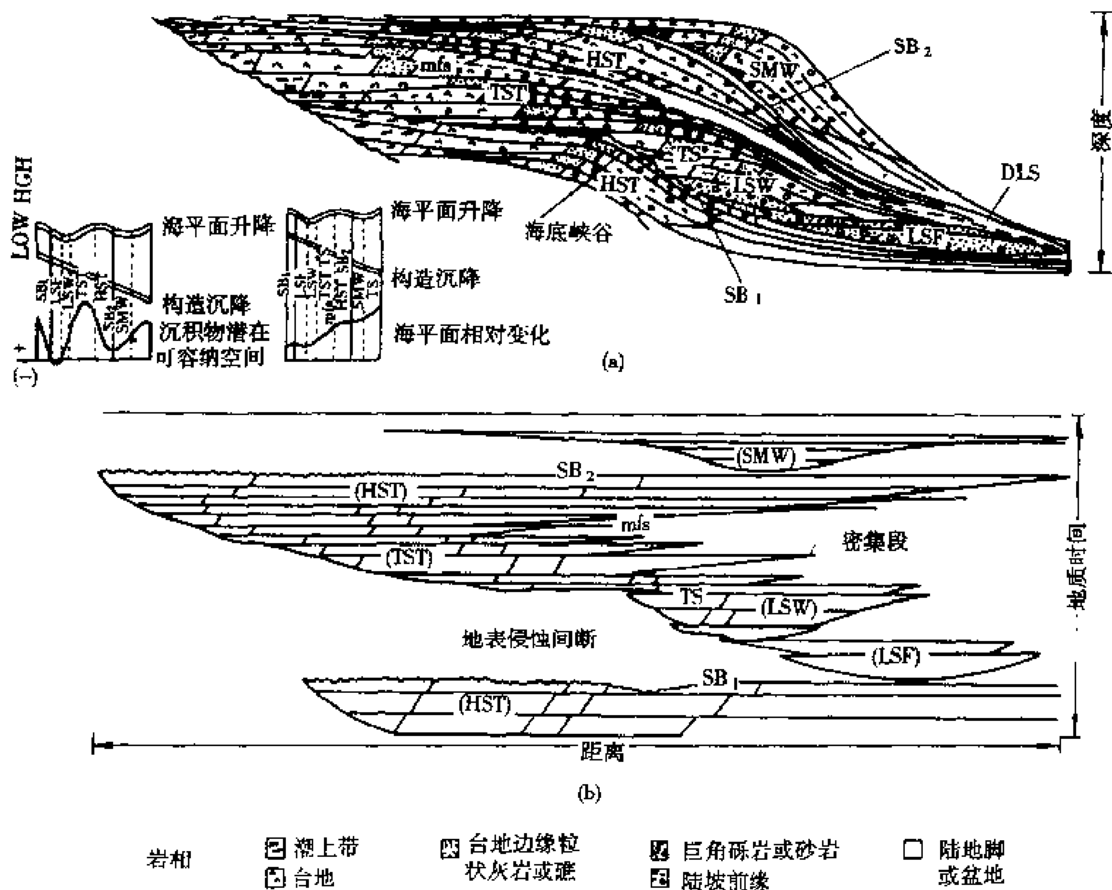


图 5-6 碳酸盐岩层序地层样式(据 Sarg,1988)

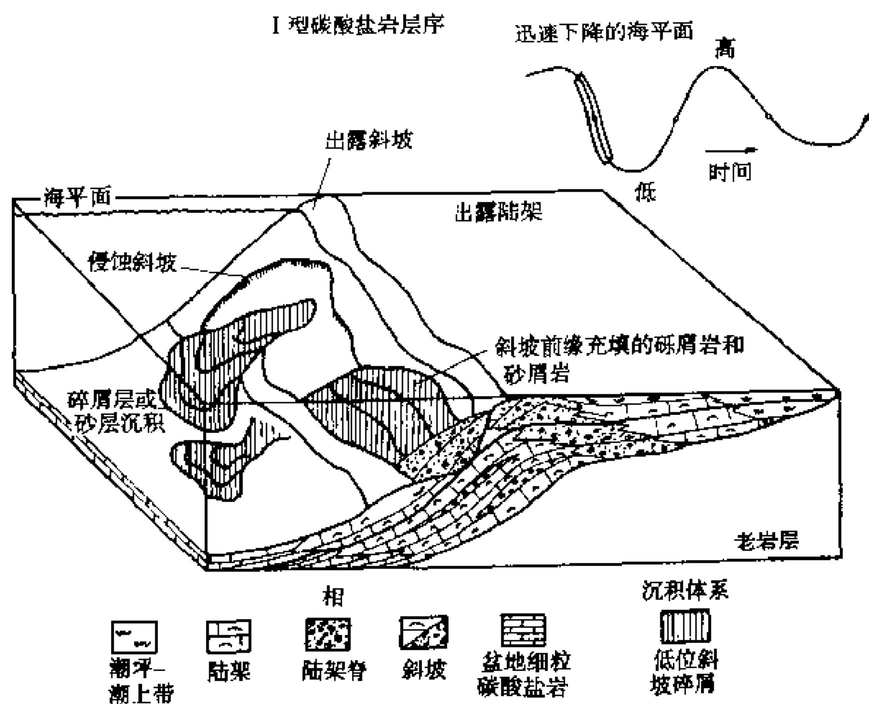


图 5-7 碳酸盐岩 I 型层序边界特征(据 Sarg,1988)

缓流岩溶带。

④ 岩溶表面和岩溶带中出现各种岩溶刻痕和溶洞,如细溶沟、阶状溶坑、起伏几十米至几百米的夷平面、落水洞、溶洞以及均一的中小型蜂窝状溶孔洞等。

⑤ 溶孔内可充填不规则层状且分选差的角砾岩、泥岩或白云质泥的示底沉积，隙间或溶洞内充填氧化铁粘土和石英粉砂，以及淡水淋滤形成的淡水方解石和白云岩。

⑥ 具有钙质壳、溶解后扩大的并可被粘土充填的解理、分布广泛的选择性溶解孔隙。

⑦ 岩溶地层具有明显的电测响应，如明显的低电阻率、相对较高的声波时差、较高的中子孔隙度、较明显的扩径、杂乱的地层倾角模式和典型的成像测井响应。

⑧ 古岩溶面响应于起伏较明显的不规则地震反射，古岩溶带常对应于明显的低速异常带。

另外，古岩溶面上下地层的产状、古生物组合、微量元素及地化特征也有明显的差别。

(2) 斜坡前缘侵蚀特征

在Ⅰ型层序边界形成时，常发生明显的斜坡前缘侵蚀作用，导致台地和滩边缘及斜坡上部大量沉积物被侵蚀掉，造成大量碳酸盐岩砾屑顺坡面下的滑塌沉积作用和碳酸盐岩砂屑的密度流沉积作用(图 5-7)。斜坡前缘侵蚀作用可是局部性的或区域性的，向上可延伸到陆棚区形成发育良好的海底峡谷。滩前沉积物可被侵蚀掉几十至几百米。

在碳酸盐台地边缘和斜坡出现的深切谷粗粒充填灰岩，河流回春作用引起的由海相到陆相、由碳酸盐岩到碎屑岩的相变沉积物以及向上变浅的沉积序列也是Ⅰ型层序边界的标志。

(3) 淡水透镜体向海方向的运动特征

Ⅰ型层序边界形成时发生的另一种特征作用就是淡水透镜体向海和向盆地方向的区域性迁移(图 5-7)。淡水透镜体渗入碳酸盐岩剖面的程度与海平面下降速率、下降幅度和海平面保持在低于台地或滩边缘的时间长短有关。在大规模Ⅰ型层序边界形成时期，当海平面下降 75～100 m 或更多并保持相当长的时间时，在陆棚上就会长期地产生淡水透镜体，它的影响会充分地深入到地下，并可能深入到下伏层序。若降雨量大，明显的淋滤和溶解作用就会出现在剖面浅部，大量的淡水胶结物会出现在深部浅水带中。不稳定的文石和高镁方解石颗粒可能会被溶解掉，并以低镁方解石的方式重新沉淀下来(Sarg，1998)。Vail 的海平面升降曲线表明，在全球海平面下降中，少见大规模的Ⅰ型海平面下降。一般的海平面下降幅度不超过 70～100 m。也就是说，在小规模Ⅰ型层序边界形成时期，淡水透镜体未被充分建立起来，只滞留在陆架地层的浅部，没有造成广泛的溶解和地下潜水胶结物的沉淀。在Ⅰ型层序边界形成时期，可发生不同规模的混合水白云化和高盐度白云化作用。

2. Ⅱ型层序边界特征

当海平面下降速率小于或等于盆地沉降速率时，多形成Ⅱ型层序界面。此时，盆地可容空间扩大，仅台地潮缘区和台地浅滩较短期出露地表遭受侵蚀(图 5-8)。与Ⅰ型层序界面相比，Ⅱ型层序边界缺乏明显的台地斜坡的侵蚀作用和明显的沉积相带向盆地方向的迁移。在陆棚边缘，Ⅱ型层序界面上覆的地层一般是平行和加积的，而Ⅰ型层序界面上覆的地层主要是斜向和进积的。在Ⅱ型层序界面形成期间，当海平面下降恰好处于或略低于台地或滩边缘处，内台地出露地表，会发生类似于小规模Ⅰ型海平面下降时所产生的淡水成岩作用，其中包括颗粒溶解，特别是不稳定文石和高镁方解石的溶解，还包括少量渗流和潜水胶结物的沉淀和混合带白云化作用。在Ⅱ型层序边界形成时，也会发生超盐度白云化作用。与Ⅰ型层序相反，Ⅱ型层序边界形成时海平面在相对短的时间内就开始上升并淹没外台地。Ⅱ型层序底部台地和滩边缘楔状体将会在下伏的台地边缘处或稍低的位置发生沉积并向陆地方向上超(图 5-8)。

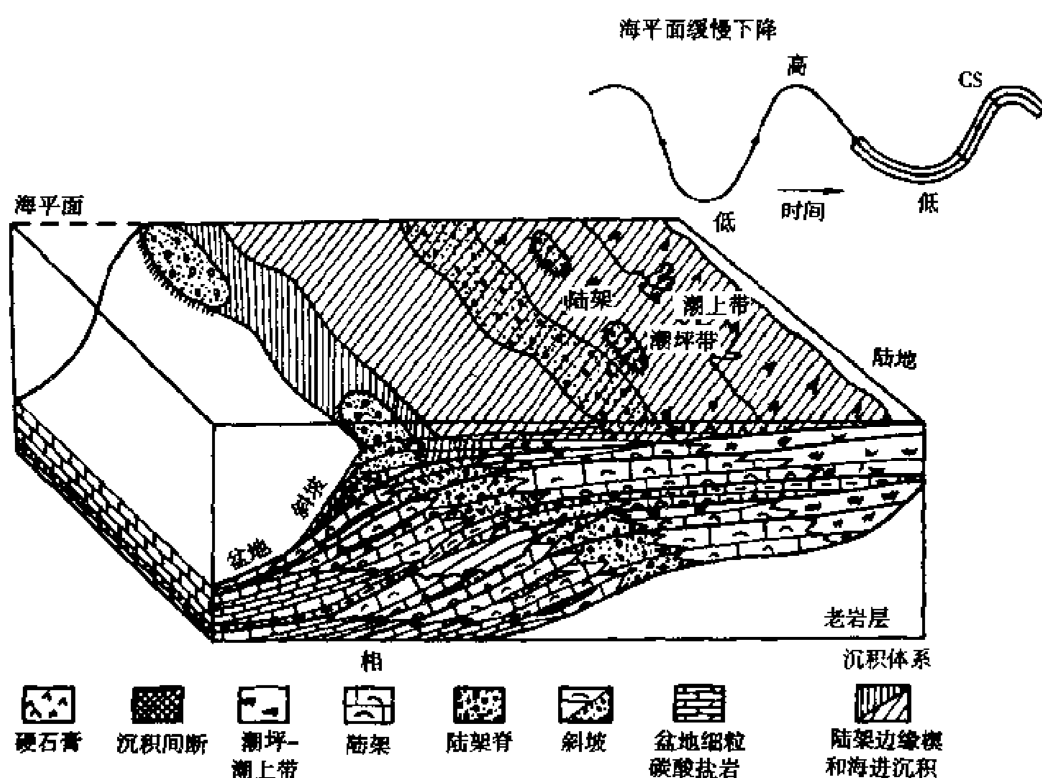


图 5-8 碳酸盐岩Ⅱ型层序边界特征(据 Sarg,1988)

二、体系域类型及其特征

以Ⅰ型层序界面为底界的Ⅰ型碳酸盐岩层序由低位体系域、海侵体系域和高位体系域构成,而以Ⅱ型层序界面为底界的Ⅱ型碳酸盐岩层序由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高位体系域组成。两种类型层序中的海侵体系域和高位体系域具有较好的相似性,而低位体系域与陆棚边缘体系域则各具特征。

1. 低位体系域

Ⅰ型层序低位体系域沉积主要由两部分组成,即物源来自前缘斜坡侵蚀的他生碎屑沉积和沉积于海平面低位期斜坡上部的自生碳酸盐岩楔(图 5-9)。

(1) 他生碳酸盐岩沉积

他生碳酸盐岩沉积是在海平面迅速下降并低于碳酸盐台地边缘时,由斜坡前缘侵蚀作用和重力流作用提供的碳酸盐岩碎屑沉积而成的,这与硅质碎屑Ⅰ型层序的低位盆底扇成因类似,常呈海底扇和斜坡裙位于台地边缘和深水盆地中。他生碳酸盐岩沉积呈楔形,但与高位期形成的位于斜坡与斜坡底部的他生碎屑楔不同,后者可逆斜坡地形向上追踪到同时代的地台沉积物,也未伴生广泛的斜坡侵蚀作用。

(2) 自生碳酸盐岩楔

在低位体系域沉积的中后期,海平面发生相对缓慢的上升,在斜坡上部和外台地形成新的可容空间。随后,低位自生碳酸盐岩楔将跨过斜坡和外台地向陆棚方向上超。自生碳酸盐岩楔状体的发育既受盆地水体性质的影响,又受下伏层序前缘斜坡角陡缓的影响。若盆地处于正常水体条件且循环良好,下伏的沉积斜坡平缓,则有大面积的、丰富的浅水碳酸盐岩沉积,可形成明显的低位楔。若盆地处于局限的环境,下伏沉积斜坡又陡,则会阻止低位楔的发育。在不同

地质特征的盆地中，自生碳酸盐岩低位楔的沉积物组成和特征差异很大，它们可以是生物礁、丘、台缘粒屑灰岩和较深水的泥灰岩，也可以是白云岩或蒸发岩。

2. 海侵体系域

海侵体系域是在海平面上升速度加快、海水逐渐变深的情况下形成的，随着相对海平面的上升，海水将沿原斜坡面上涨，以至淹没整个陆棚，形成一系列退积式准层序组，这些退积式准层序组向陆棚方向加厚，然后由于底面上超而减薄(图5-9)。海侵体系域沉积可表现为追补型(Catch up)和并进型(Keep up)两种方式，这主要取决于海平面上升速率、盆地水体性质和沉积物的沉积速率。并进型碳酸盐岩沉积常出现于正常的富含海水的陆棚环境，海平面上升速率相对较慢，足以使得碳酸盐的产率与可容空间的增加保持同步，其沉积以前积式或加积式颗粒碳酸盐岩沉积准层序为特征，并且只含极少的海底胶结物。追补型碳酸盐岩沉积是在海平面上升速率较快，水体性质不适宜碳酸盐岩产生的情况下形成的，此时碳酸盐岩的沉积速率明显低于可容空间的增长速率，追补型碳酸盐岩沉积往往是由分布较广的泥晶碳酸盐岩组成的。

海侵体系域的顶底界面分别是最大海泛面和首次海泛面。密集段是在海平面上升到最大时期到最大海泛面形成发育时期形成的，它通常是由沉积缓慢的薄层泥质微晶灰岩构成，并包含着薄的(厘米级)、发育生物扰动构造的泥灰岩—泥粒灰岩层和大量海底石化的硬地，凝缩层又以分布广、富含多种生物组合为特征。首次海泛面是指首次越过碳酸盐台地边缘的海泛面，它是确定海侵体系域的关键标志。首次海泛面常含丰富的生物化石并与下伏地层具有不同的生态组合。首次海泛面上下沉积物的性质、类型和沉积作用方式存在明显的差异，常表现为沉积相的明显突变，首次海泛面之下多为向上水体变浅、沉积物变粗序列，而海泛面之上多为水体向上变深、沉积物变细序列。在盆地斜坡地区，首次海泛面之下为低位体系域或陆棚边缘体系域；而在台地区，首次海泛面常与层序界面一致。

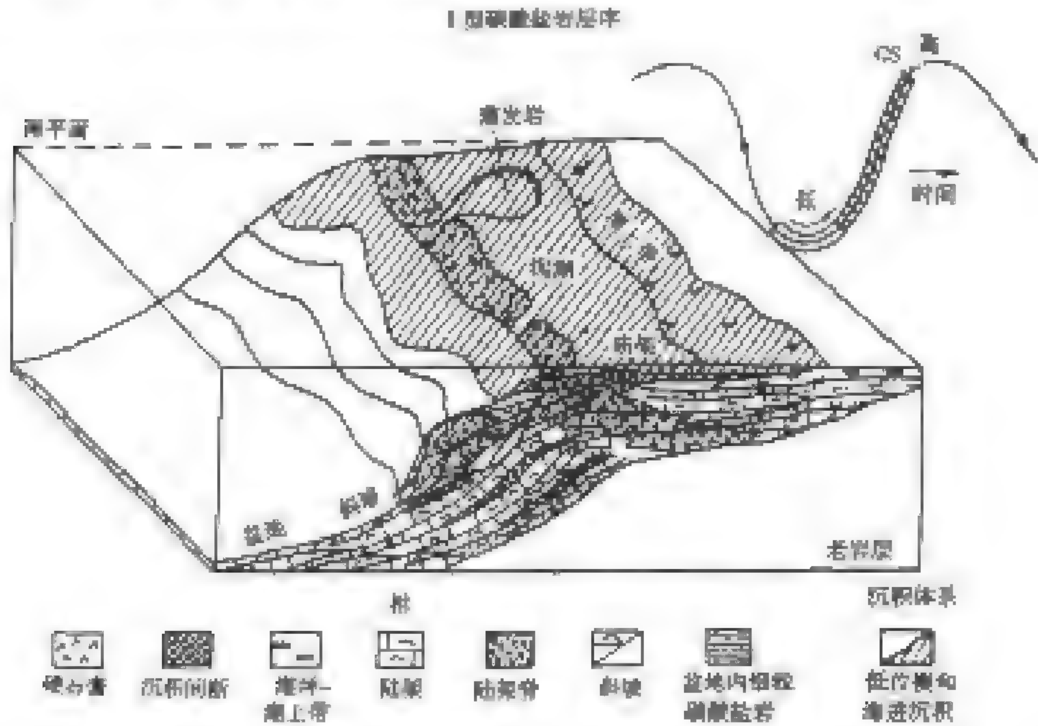


图5-9 碳酸盐岩层序低位体系域和海侵体系域(据Sarg，1988)

3. 高位体系域

高位体系域位于层序的最上部，呈前积S型至斜交型的沉积特征，下超在最大海泛面之

上。它以相对较厚的加积至前积几何形态为特征，形成宽阔的台地、缓坡和进积滩及其在浅海孤立台地上的对应沉积体。通常认为，碳酸盐岩高位体系域是在相对海平面上升晚期、相对海平面静止期和下降早期沉积形成的(图 5-10)。

高位体系域的沉积作用可被划分成早、晚两个阶段，这反映了高位体系域沉积早晚期可容空间及与之相关的水体性质、沉积速率的变化。高位体系域沉积早期的可容空间增长相对较快，而碳酸盐产率不高，沉积作用缓慢，陆棚上发生追补型加积作用，并响应于地震剖面上的S型反射。高位体系域沉积晚期，海平面开始下降，陆棚地区可容空间增加的速率减小，水体趋于稳定且循环良好，使得碳酸盐产率增加，形成一段向上变浅的并进型沉积序列和相组合，响应于地震剖面上的滩或台地边缘的丘形结构加积至斜交前积模式。显然，高位体系域经历了两个不同的沉积历史阶段，即早期追补型沉积和晚期的并进型沉积，其特点是台地边缘相的微晶灰岩含量和海底胶结物含量明显不同。并进型碳酸盐岩沉积以富粒、贫泥的准层序为主，在台地边缘沉积中，早期海底胶结物含量较少。追补型碳酸盐岩沉积以富泥、贫粒的准层序为主，在台地边缘沉积中含有大量的早期海底胶结物。这种差异与追补型、并进型的沉积速率差异有关(图 5-10)。

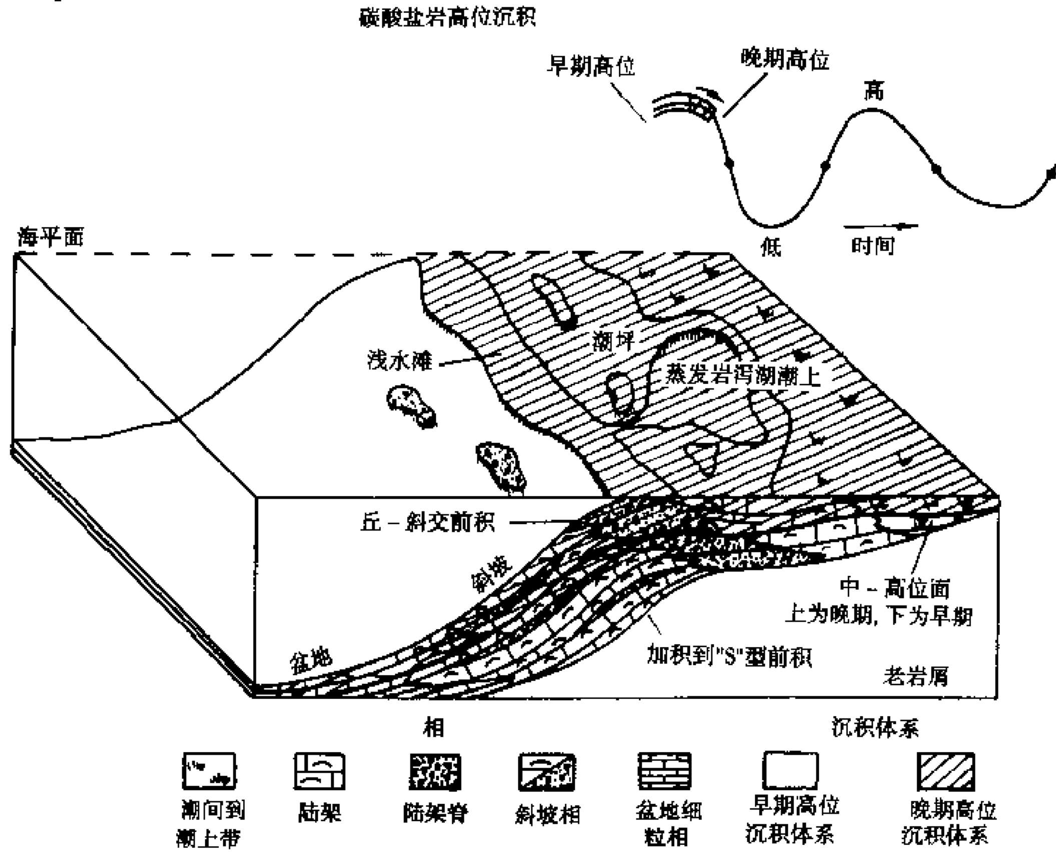


图 5-10　碳酸盐岩层序高位体系域(据 Sarg，1988)

4. 陆棚边缘体系域

陆棚边缘体系域是Ⅱ型层序界面之上的一个体系域，它常由一个或多个微弱前积至加积的准层序组组成，朝陆方向上超在层序界面之上，朝盆地方向则下超至层序界面之上。该体系域形成期间，浮游生物往往形成厚的旋回性沉积，但在海侵体系域沉积期间变成薄层凝缩层沉积。虽然，Ⅰ型层序低位进积复合体也是沉积在陆棚边缘的，但陆棚边缘体系域楔状体一般以厚层加积退覆为特征，层序显示出S形进积几何形状，在陆棚上由整合的、向上变浅的准层序

组成，到外陆坡上转变为较厚的生物碎屑楔状体，主要由浑圆形骨屑灰岩组成。向盆地方向，该楔状体表现为由加积退覆或逐渐过渡到层理发育的灰岩和半深海泥灰岩组成的平行地层形式。然而，I 型层序低位进积复合体常表现为向上水体变浅、粒度变细、加积沉积体系逐渐增多的沉积序列，多由薄层状泥灰岩和泥岩组成。

5. 碳酸盐岩层序中体系域与海平面升降的关系

碳酸盐岩层序的形成发育与全球海平面相对变化的周期性密切相关。全球海平面升降变化和构造沉降等因素共同控制了相对海平面的变化以及可容空间的变化，进而进一步影响了体系域的类型和分布(图 5-11)。若假定构造沉降速率不随时间变化，那么低位体系域是在全球海平面快速下降、静止和开始上升早期形成的厚层沉积体系；海侵体系域是在海平面快速上升、可容空间快速增大时形成的薄层沉积体系；高位体系域是在海平面快速上升末期、静止期和开始下降早期沉积而成的，此时可容空间开始减小，相对海平面处于稳定和下降阶段(图 5-11)。

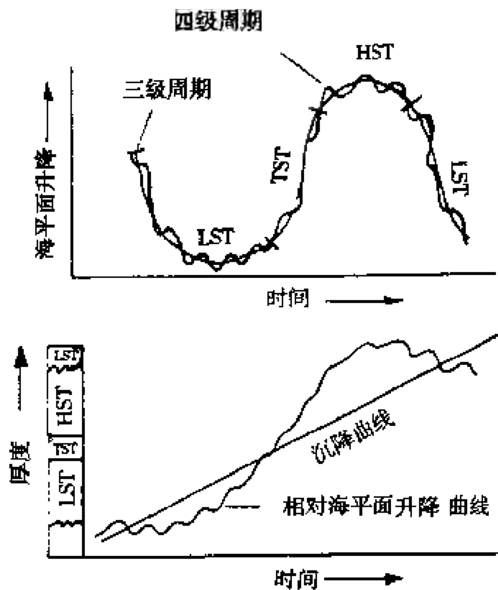


图 5-11 碳酸盐岩层序中体系域类型与海平面变化的关系(据 Hardford，1993)

三、碳酸盐岩缓坡层序地层样式

层序地层学是分析碳酸盐台地发育和演化历史的一种实用方法。现今大多数碳酸盐岩层序地层学的工作都是应用或改用 Exxon 公司提出的硅质碎屑岩层序地层模式来解释碳酸盐岩沉积层序的演化。然而，Exxon 模式均假定所有盆地沉积物都是通过河流和三角洲等水系将盆外沉积物输入到盆地内的。而碳酸盐岩沉积物并不是盆外成因的，而是由盆内有机和无机沉积过程形成的，因此碳酸盐岩沉积层序就不能作出如同碎屑岩层序的假设。另外，碳酸盐岩沉积时的地貌特征也与碎屑岩的地貌特征存在差别。那么，人们就会提出疑问，是否能采用 Exxon 公司的硅质碎屑层序模式来解释碳酸盐台地层序地层和相对海平面的演变历史。现今人们认为，虽然 Exxon 公司的硅质碎屑层序模式的基础能合理地应用于许多碳酸盐岩层序，但是由于上述的碎屑岩与碳酸盐岩沉积的重要差别，则要求人们建立不同的碳酸盐岩层序和体系域模式来说明不同碳酸盐岩沉积背景下的层序地层样式和海平面相对变化对层序叠置样式的控制作用。因而，下面就碳酸盐岩缓坡、碳酸盐岩斜坡和孤立碳酸盐台地的层序地层样式

进行讨论。

碳酸盐岩缓坡(Ramp)是指介于滨线和大陆斜坡之间的平缓斜坡,它没有明显的斜坡坡折或陆棚边缘,缓坡的平均坡度小于 0.1°。缓坡的沉积相带与碳酸盐岩斜坡等有较大差异,因而它具有特征的与海平面相对变化的关系和层序地层样式。

缓坡的沉积环境划分主要依据正常浪基面和风暴面(图 5-12)。正常浪基面(MLS)与平均海平面(FWWB)之间称之为内缓坡,以含叠层石藻和蒸发岩的潮缘和萨巴哈相、受生物扰动的层状灰泥岩泻湖相和具交错层理的滩面相为特征。中缓坡介于正常浪基面与风暴面(SWB)之间,海底受风暴浪影响较大,发育具粒序层理和丘状交错层理的粗碎屑风暴岩。外缓坡介于风暴浪基面与密度跃层(PC)之间,可出现与风暴作用有关的沉积作用,形成分散的、具粒序的远源风暴岩。缓坡盆地常以纹层状粉屑碳酸盐岩、生物扰动灰质泥岩等沉积为特征。

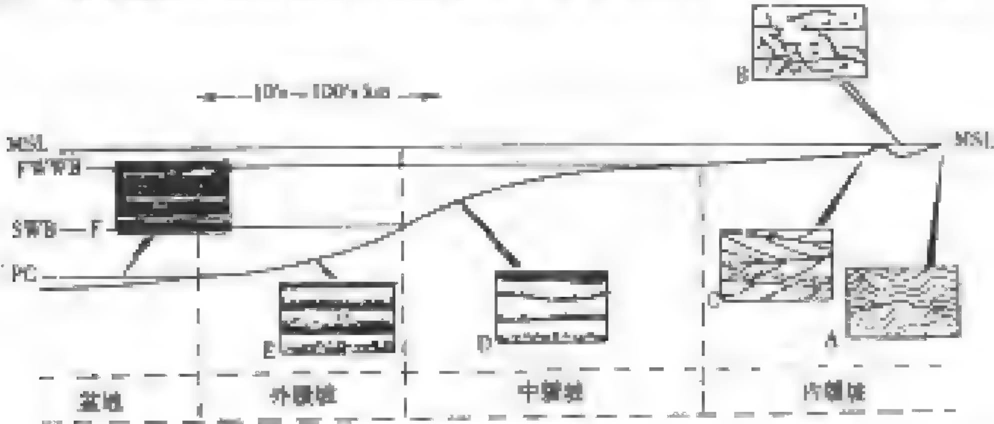


图 5-12　碳酸盐岩缓坡沉积相带(据 Burchette,1992)

碳酸盐岩缓坡层序地层样式反映了沉积体系对可容空间变化幅度的响应。缓坡层序的基本单元是由一系列相似的、向上变浅的沉积序列构成的。三级缓坡层序的厚度较小,很少超过 200 m,反映出碳酸盐岩缓坡发育时,相邻盆地存在着有限的可容空间(图 5-13)。

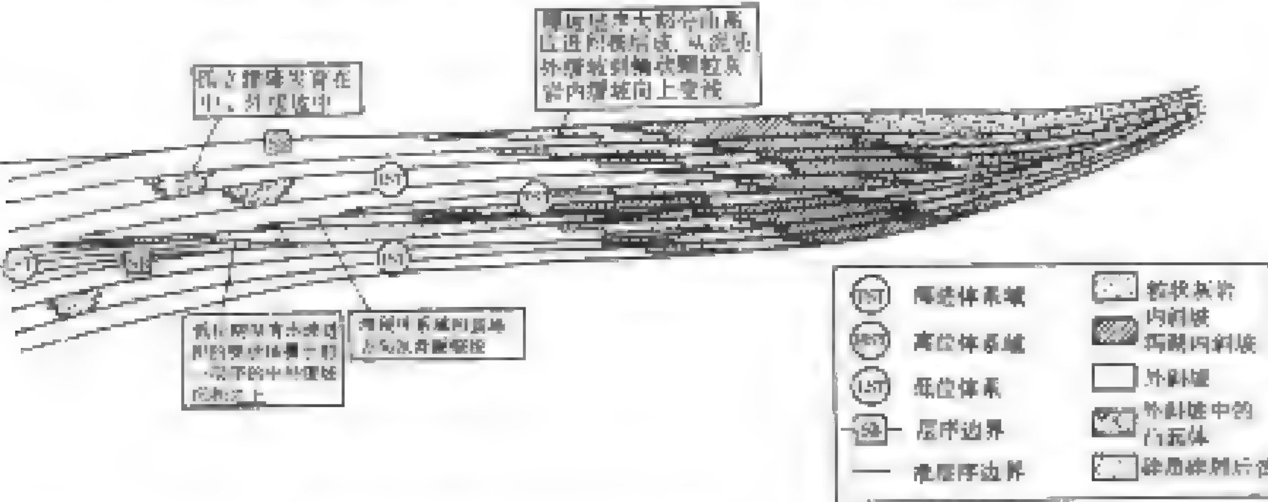


图 5-13　碳酸盐岩缓坡层序地层样式(据 Burchette,1992)

1. 低位体系域

低位体系域的沉积特征主要取决于相对海平面下降的幅度、下降速率、持续时间、可容空间的大小等。若海平面相对下降幅度偏小(4～5 级),碎屑沉积物供给速率较低,则缓坡上部的相带可能会以退覆形式向盆内迁移,内缓坡暴露,中缓坡和外缓坡处于浅水环境。此时,难以将

这种低位体系域与下伏的高位滨面或浅滩沉积区分开来。若相对海平面下降幅度较大(3级)并低于正常浪基面或缓坡边缘时,中缓坡和外缓坡沉积环境突然变浅以至出露地表,内缓坡完全暴露并发生喀斯特化,河流硅质碎屑沉积物可覆盖或下切下伏的早期高位缓坡沉积物,也可能阻碍中缓坡和外缓坡碳酸盐岩的沉积。由于缓坡坡度很小,所以不发育低位斜坡扇或斜坡裙沉积物。当气候潮湿时,暴露地表的内缓坡沉积可发育成为古土壤和喀斯特;但若气候干燥,在暴露的缓坡地区可形成钙质结核或广泛的萨巴哈沉积,甚至于形成风成沉积(图5-14)。

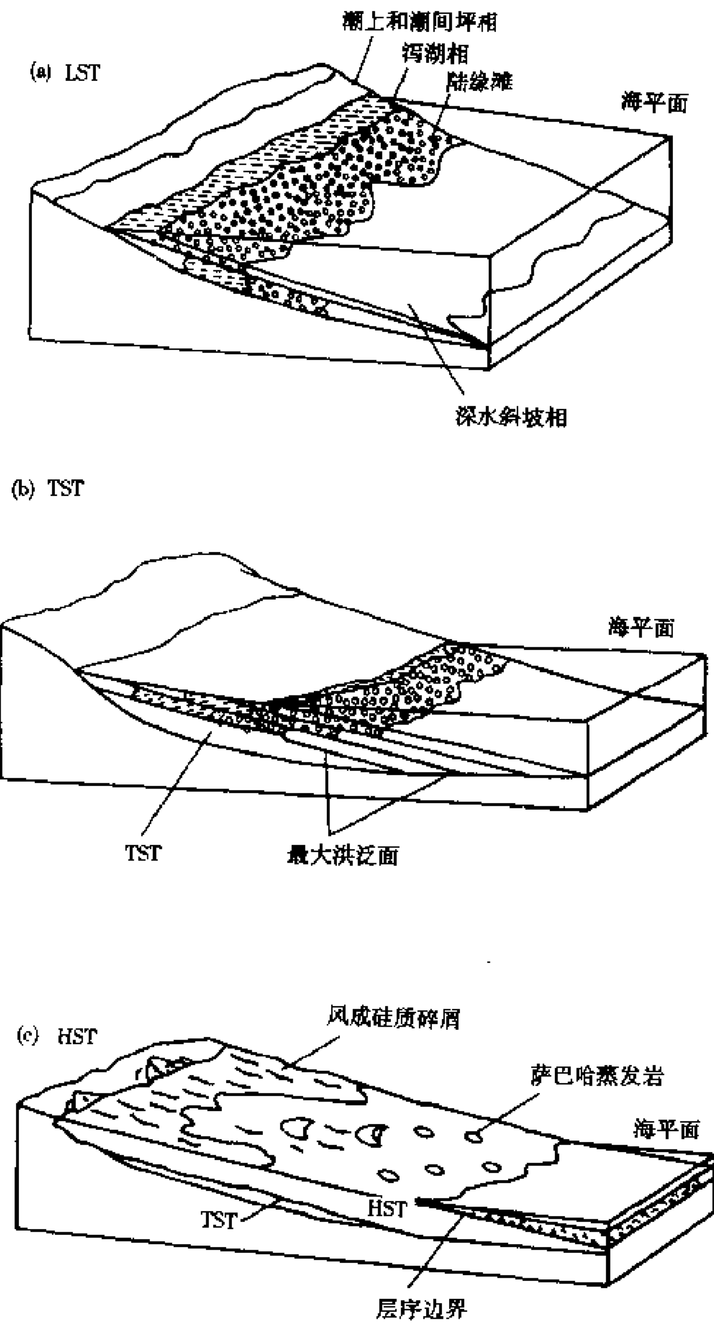


图5-14 碳酸盐岩缓坡层序的体系域模式(据 Emery,1996)

2. 海侵体系域

当海平面相对上升发育海侵体系域时,海侵体系域沉积物不断向陆迁移,同时海岸上超沉积物也向陆迁移,深水沉积物叠置在浅水沉积物之上。此时,较深水的缓坡区处于沉积物供给的饥饿状态,水体加深,易形成大量的有机质的堆积,构成潜在的烃源岩层。在高能缓坡,长周

期的海平面相对上升可产生一系列叠置的、厚几十米的阶梯状退积和上超的准层序，它们由海滩、障壁岛或障壁砂坝颗粒灰岩和与其共生的滨面及过渡带组成。在低能缓坡，海侵体系域大多由泥粒灰岩和粒泥灰岩组成，仅在局部浅滩环境含有高能的颗粒灰岩。当相对海平面上升到最大时，就发育了以黑色页岩、磷质泥岩、海绿石或鲕绿泥石质铁质岩，或由特殊生物组成的灰岩等为特征的凝缩层(图5-13、5-14)。

3．高位体系域

随着相对海平面上升速率的降低，碳酸盐岩缓坡体系域将趋于向盆内进积。在高位体系域发育的早期，可容空间向陆仍有增加，从而发育了潮上、潮间和泻湖沉积物并作为顶积层存在。在高位体系域发育的晚期，可容空间不断减少，此时几乎不发育顶积层沉积物，而产生较明显的一系列单向前积层。高位体系域比海侵体系域更富含碳酸盐岩颗粒、鲕粒灰岩等浅滩沉积，趋于构成海滩或障壁岛体系的主体部分，局限泻湖比其它时期更发育，构成了内缓坡的大部分(图5-13、5-14)。高位体系域的垂向剖面可能表现为一系列叠置的，向上变粗、变浅和变厚的沉积序列。

四、碳酸盐岩斜坡层序地层样式

由于海平面的变化可引起碳酸盐岩斜坡带物理化学条件、深水生物群落以及各种沉积作用的变化，使得碳酸盐岩斜坡的层序地层分析明显比碎屑岩复杂得多。尽管如此，斜坡带的沉积作用和层序发育也明显地受控于相对海平面的变化，形成特征的层序地层模式(图5-15)。

1．低位体系域

当海平面下降低于台地边缘时，台地边缘暴露地表，物理化学作用的影响加强，从而导致沉积物重力流发育及滑动和崩塌作用发生，形成了低位体系域或陆架边缘体系域的碳酸盐岩斜坡裙和海底扇。低位进积复合体是该时期的另一主要沉积类型，向陆方向上超在以前高位体系域的台地边缘退覆坡折附近，向海则进积到盆地中。浅水地区以块状颗粒灰岩为主，随着水深增加逐渐变为粒泥灰岩，最终成为泥岩或泥灰岩。低位体系域沉积时期的浮游生物往往形成厚的旋回性沉积，并在海侵体系域沉积期间变成薄的凝缩层。低位体系域沉积期，碳酸盐岩斜坡裙主要分布于台缘斜坡上部至侵蚀峡谷中，形成镶边台地斜坡裙和斜坡基底裙。

在低位体系域沉积晚期，局部有利部位可发育低位期生物礁丘(表5-1)。相应的准层序类型主要有：① 岩崩→滑塌型角砾屑灰岩→液化流沉积→浊流沉积→自生碳酸盐楔；② 碎屑流沉积→颗粒流沉积→浊流沉积→碳酸盐进积复合体；③ 岩崩→角砾屑灰岩→碎屑流沉积→浊流沉积；④ 碎屑流沉积→颗粒流沉积→浊流沉积；⑤ 重力流沉积→自生碳酸盐楔和碳酸盐进积复合体；⑥ 重力流沉积→自生碳酸盐楔→上斜坡生物礁丘。

2．陆棚边缘体系域

陆棚边缘体系域是在海平面下降速率小于盆地沉降速率时形成的。除继承性台缘、台内沉积高地(礁滩)暴露外，台地上广大继承性洼地、斜坡和台盆均处于海水淹没状态，因而与Ⅰ型层序低位体系域沉积相比存在着较大差异(表5-2)。主要差异为：① 重力流沉积相对不发育，以远源低密度浊积岩为主；② 海平面若下降到台缘附近则持续时间短；③ 在中上斜坡相带，由侵蚀充填垮塌堆积→颗粒灰岩→生物层灰岩或丘礁灰岩构成的加积—进积型厚层退覆沉积体向盆地斜坡和台盆方向逐渐转变为向上变深变细的沉积序列，多由加积退覆式灰泥岩和泥灰岩夹低密度钙屑浊积岩透镜体构成厚层楔状体。

表 5-1 碳酸盐岩斜坡沉积层序特征(据覃建雄,1999)

标　志	低位体系域	海侵体系域	高位体系域
地貌特征	相对较缓,凸起微地貌较发育	相对较缓,微地貌不发育	相对陡,各种凸起微地貌发育
环境特征	上斜坡处于暴露侵蚀状态	淹没状态	上斜坡处于浅水状态,偶尔暴露
水动力特点	较弱	强	较强
物源补给	台缘、陆缘、远洋	深源、台缘、远洋	台缘、远洋
沉积驱动力	地表风化、剥蚀、搬运→水下充填堆积	海水侵蚀、改造再沉积	重力垮塌堆积
沉积方式	进积为主	加积和退积	进积为主
形态特征	楔状	零星丘状、舌状	裙体和扇状体
产状及规模	层序下部,较大	层序中部,小	层序上部,最大
沉积组合	台盆相	自生斜坡相和台盆悬浮相	自生丘-滩-礁组合
生物群丰度及分异度	低,较高(多源型生物)	最高,最高(远洋型为主)	较高,较高(浅海型和远洋型)
顶、底特征	初次海泛面及其上覆退积型准层序组,冲刷侵蚀不整合面及下伏高水位期沉积	最大海泛面及其上覆进积型准层序组,初次海泛面及下伏低水位期沉积	冲刷侵蚀不整合面及上覆混屑重力流沉积,最大海泛面及下伏海侵期沉积
成因特征	低密度浊流沉积为主	高密度碎屑流沉积为主	岩崩、坍塌、颗粒流、碎屑流、浊流、液化沉积物流沉积
成分特征	陆源硅屑、盆内钙屑	火山碎屑、盆内钙屑为主	盆内钙屑
结构特征	鲍马序列较明显,总体粒度较细,磨圆度较好,分选性较差	碎屑为主,分选性较好,磨圆度较差	似鲍马序列,大小不等,方向不定,混杂排列,粗细混杂,总体粒度较粗,磨圆度、分选性差
成岩特征	填隙物和碎屑组分中发育暴露成因和淡水成岩相	海水成岩相	淡水成岩相和海水成岩相
岩石类型	混屑浊积岩为主	火山碎屑浊积岩、高密度碎屑流沉积	岩崩巨角砾岩、滑塌角砾岩、碎屑流角砾屑灰岩、滑褶岩、岩崩碎屑堆、高密度钙屑浊积岩、颗粒流沉积、液化沉积物流沉积
相序特征	向上变浅至向上略变深	向上变深	向上变浅
化石特征	异地化石埋藏相为主	原地化石埋藏相为主	原地化石埋藏相和异地化石埋藏相
共生礁	低水位礁	海侵礁	高水位礁

续表 5-1

标　志	低位体系域	海侵体系域	高位体系域
共生的火山碎屑浊积岩特征	含量少，以火山碎屑灰流-悬浮型为主	含量丰富，崩屑流-浊流型、火山碎屑浊流和钙屑浊流叠复型、热云尘屑-悬浮沉积型	含量较少，以热云尘屑-悬浮沉积相为主
沉积环境	盆缘	中下斜坡	上斜坡—中下斜坡—盆缘
成因模式	地表侵蚀—重力垮塌搬运再堆积	水下侵蚀—垮塌改造再沉积	重力垮塌堆积
孔隙度	较高	最高	高
储集意义	较大	较大	重大
典型实例	田林八渡、西林石炮、紫云江洞沟、册亭、隆林者保、田林浪平、邱北小新寨、广南海尾、西畴新街、南丹雍里、河池五圩剖面	田林八渡、邱北小新寨、田林浪平、西林石炮、西畴新街、河池五圩剖面	紫云、惠水、罗甸、西林、隆林、田林、丘北、福泉、凌云、广南剖面

表 5-2　低位体系域与陆朋边缘体系域特征(据覃建雄，1999)

标　志	陆棚边缘体系域	低位体系域
底　界	Ⅰ型界面(特征不明显)	Ⅰ型界面(特征明显)
顶　界	初始海泛面(特征不明显)	初始海泛面(特征明显)
界面关系	向台缘顶超、向盆地下超	向上斜坡上超、向盆地下超
形　态	透镜体	楔状体或扇形体
内部结构	由弱前积—加积式准层序组构成的厚层加积退覆体	进积为主
物质组成	沉积型斜坡：厚层生屑或生物层灰岩，发育丘礁组合，向台盆过渡到薄层灰泥岩和泥灰岩，向台地相变为向上变浅准层序组；跌积型斜坡，含浮游生物灰泥岩和泥灰岩夹钙屑浊积岩，偶见碎屑流沉积，可见陆棚边缘丘礁组合；滑积型斜坡特征介于两者之间	以泥屑浊积岩为主，成分包括台缘钙屑、陆缘硅屑、热源硅屑等
火山碎屑	少	较少
重力流	较少	发育
生物丘礁	较发育	较少
地层型式	平行型	倾斜型和进积型
沉积背景	斜坡—盆缘	盆缘

3．海侵体系域

斜坡环境海侵体系域沉积时，构造沉降及相对海平面快速上升，沉积作用主要取决于海平面上升速率、远缘沉积物以及沉积物源供给类型，从而形成斜坡层序特定的海侵体系域内部结构(表 5-1)。

随着相对海平面上升速率大于沉积物产率，低位边缘和台地沉积物退覆在早期暴露的碳酸盐台地上形成海侵体系域。这种短暂的海平面整体上升和向陆上超表现为追补型碳酸盐台地沉积。若海侵时间延续较长，则发育厚层加积层序，可形成陡的台缘斜坡，从而导致海侵期由大量泥质内碎屑组成的斜坡裙发育。当相对海平面上升速率接近碳酸盐产率时，形成最大海泛面发育的凝缩层(图 5-15)。

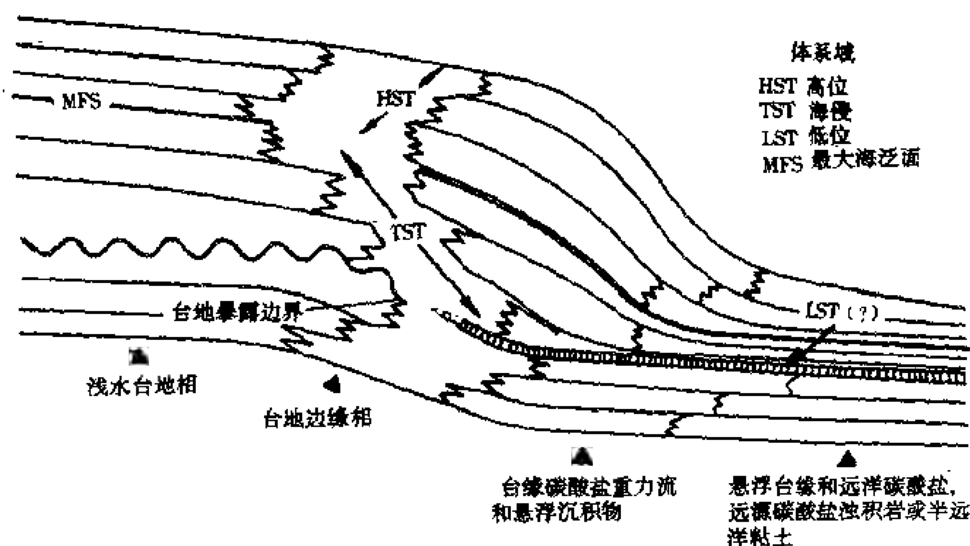


图 5-15　碳酸盐岩斜坡层序地层样式(转引自钱奕中,1994)

4. 高位体系域

碳酸盐岩缓坡层序高位体系域沉积受控于构造沉降、相对海平面变化、碳酸盐自身沉积作用以及台缘重力流、半远洋悬浮沉积等因素。

当相对海平面上升速率降低并低于碳酸盐产率时,发育进积至下伏海侵体系域之上的S形或斜交形高位体系域斜坡沉积,它以富含颗粒、贫泥的岩相为特征。高位体系域沉积期的斜坡加积和进积作用使斜坡坡度变陡,促进了重力流沉积物的发育。

5. 层序地层样式

碳酸盐岩斜坡沉积层序的发育受控于相对海平面变化和盆地基底地形等多种地质因素,其中相对海平面变化直接影响碳酸盐岩斜坡层序的组合特征、几何形态、充填序列和内部构型。

在海平面升降旋回的不同时期,由于沉积环境的变化,层序内部构型发生了有规律的改变(图 5-16)。在低位体系域沉积早期,海平面快速下降至台缘以下位置,斜坡中上部和台地暴露地表,仅斜坡下部和台盆位于水下,此时发育由钙屑和陆源碎屑构成的混积浊积岩。在低位体系域沉积晚期,相对海平面开始缓慢上升,台缘物源逐渐减少,相对浅水区以生物泥粒灰岩或颗粒灰岩为主,向台盆方向逐渐相变为泥灰岩、灰泥岩。若相对海平面下降至台缘附近并随后发生缓慢上升,此时台地暴露时间短,侵蚀量少,陆源碎屑供给较少,形成原地厚层浮游相灰岩加积退覆体夹透镜状钙屑浊积岩,有时发育陆棚边缘礁。到了海侵体系域发育早期,海平面相对快速上升,沉积物供给受到抑制,发育浮游相硅灰岩、放射虫灰泥岩夹不同类型的浊积岩。在海侵体系域发育晚期,相对海平面继续上升,台地碳酸盐产率不断降低,斜坡和台地区发育深水的浮游相硅灰岩、硅泥岩、放射虫岩以及火山碎屑浊积岩。高位体系域沉积早期,相对海平面缓慢上升,台地和台缘碳酸盐产率接近海平面上升速率,在台地和斜坡上部发育加积沉积,但斜坡主体仍处于较深水环境,仍以浮游相沉积及钙屑浊积岩沉积为特征。在高位体系域沉积晚期,相对海平面处于静止和下降状态,碳酸盐产率大于海平面上升速率,导致斜坡的加积和进积作用,以富粒贫泥的重力流沉积及垮塌沉积为特征(图 5-16)。

五、碳酸盐孤立台地层序地层样式

碳酸盐孤立台地是远离区域性盆地边缘的浅海沉积地区,其剖面形态可以是对称的,也可

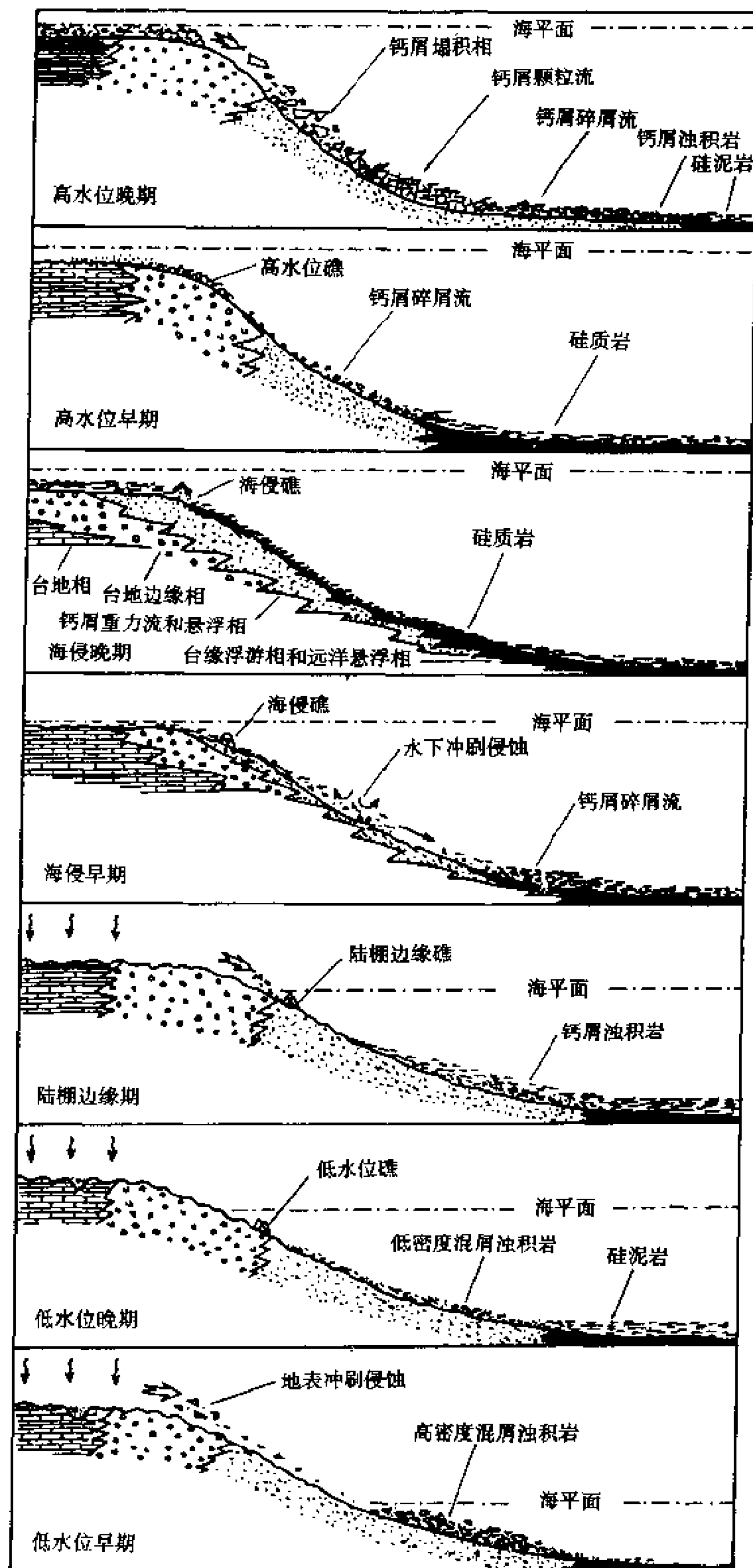


图 5-16　碳酸盐岩斜坡层序发育模式(据覃建雄,1999)

是不对称的;可是镶边的,也可是不镶边的。在孤立碳酸盐台地沉积区,由于无陆源碎屑供给,所以它的层序地层样式主要受控于海平面相对升降速率、碳酸盐和生物生长速率、气候的变化以及生态序列、孤立台地的基底地形等因素。

1. 低位体系域

当相对海平面快速下降并低于孤立碳酸盐台地边缘时,孤立碳酸盐台地出露地表,遭受风化剥蚀,碳酸盐沉积基本停止。若气候比较潮湿,则在孤立碳酸盐台地顶部发生大面积的喀斯特化作用,形成层序边界。在海平面下降期间,孤立台地的礁丘滩相的发育向盆地中央方向发生迁移。台地边缘礁丘滩相的发育程度主要取决于台地边缘的地形坡度。若孤立台地边缘地形坡度较平缓,则礁丘滩相就比较发育;反之,礁丘滩相分布范围就窄,发育较差。特别是在较陡的孤立碳酸盐台地边缘,由于快速的海平面下降,台地边缘沉积物处于不稳定状态,并呈碎屑流形式向盆地方向运动,形成台地边缘低位盆底扇和低位楔状体(图 5-17)。因此,孤立台地低位体系域是以广泛出露地表的喀斯特地貌、台地边缘低位前积礁丘滩和低位楔、盆底扇为特征。

2. 海侵体系域

海侵体系域是在海平面迅速上升、孤立碳酸盐台地被海水淹没时形成的(图 5-17)。在大多数情况下,海侵体系域的发育经历了 3 个阶段,即起始阶段,此时碳酸盐可容空间的增长滞后于海平面的上升;追补型阶段,此时可容空间的增长速率大于海平面的上升速率;并进型阶段,可容空间增长速率基本与海平面上升速率相当,孤立台地处于或接近海平面。在起始阶段,碳酸盐产率低于初始海侵速率,沉积作用难以追踪海平面的上升,仅形成初始滞留沉积。在追补阶段,一旦水深足以保证水体循环,沉积作用发生并追踪海平面的上升形成细粒加积型沉积序列。在并进阶段,沉积速率较快,在台地边缘发育加积型礁丘滩,这些礁体一般分布范围较窄,礁体近于直立,造礁生物群落属于中等水深型。在台地内部分布少量的补丁礁。在最大海侵期,礁丘滩可以停止生长,发育分布较广、厚度较薄、沉积速率较慢、含有丰富浮游和游泳生物的凝缩层。

3. 高位体系域

高位体系域是在海平面上升末期、静止期和开始下降期形成的。此时,浅海碳酸盐沉积速率一般大于盆地沉降和海平面上升速率,从而发生了台地碳酸盐岩的加积和进积作用,造成台地的水体不断变浅。碳酸盐台地的进积速率主要依赖于水体能量、水深、沉积过程及其堆积速率。例如大巴哈巴滩西部边缘在 5.6 Ma 期间向深水区进积了 400 m,平均为 0.001 3 m/a。在更新世海侵以来,巴哈马台地顶部西南侧的安德鲁斯岛潮坪沉积速率为 5~20 m/a。孤立台地边缘沉积物的沉积速率往往大于周缘环境的沉积速率,可容空间迅速地被早期加积和后期进积作用沉积物所充填,这可造成沉积物向盆地中央方向的进积并进一步滑塌形成重力流成因的扇体。在孤立台地的周缘,迎风侧多发育加积型至进积型的礁,而在背风侧多发育粒屑滩;台地内部多为泻湖沉积,有时发育少量的补丁礁(图 5-17)。

六、海相碳酸盐岩层序地层与油气勘探

1. 碳酸盐岩层序地层与油气勘探的关系

层序地层学是一门实用的、动态的应用科学,它为地质人员提供了以不整合面为界面的层序内部地层的几何形态及相互叠置样式、沉积相类型及其与油气成藏之间的时空关系,因而能够指导不同勘探和开发阶段的油气勘探和开发工作,开阔地质人员寻找新的油气勘探领域的

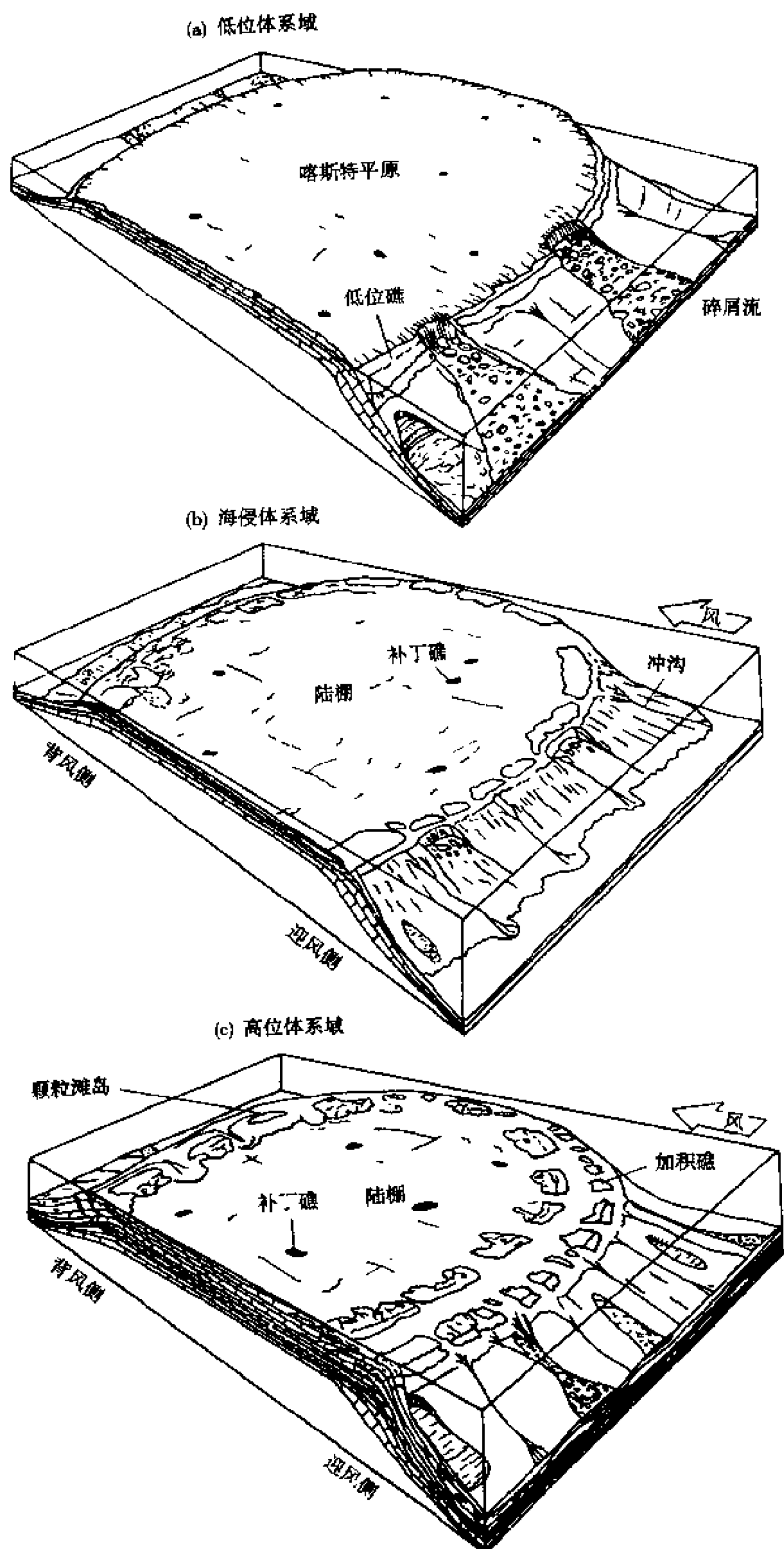


图 5-17 孤立碳酸盐台地层序地层样式(据 Handford,1993)

思路，有效地提供油气勘探和开发靶区。

随着海平面相对升降周期性变化，形成了具有特定地层叠置样式的碳酸盐岩地层组合序列。由于碳酸盐岩的沉积过程和沉积方式除了受海平面升降变化、构造沉降速率以及气候等因素的影响外，它还受盆地水体性质、生物种属类型和数量以及盆外沉积物供给多少的影响。因此，碳酸盐岩层序地层叠置样式就表现出多样性和复杂性的特点。加之碳酸盐岩成岩后生变化比碎屑岩的成岩后生变化更为复杂，从而增加了人们确定或预测有利碳酸盐岩储层的难度，增加了寻找有利勘探区带的难度。为了能够更好地将碳酸盐岩层序地层学的研究成果用于指导油气勘探，就应该根据碳酸盐岩层序地层概念性模型，结合含油气盆地勘探现状和资料特点，采用适宜的工作思路和勘探方法，只有这样才能明确有利的油气勘探目标。

由于碳酸盐岩层序地层学对于指导油气勘探具有重大的实际意义，因此，为油气勘探服务的碳酸盐岩层序地层学研究应遵循下述原则和工作思路。即充分利用多种可获得的资料；明确碳酸盐沉积物沉积时的盆地结构和古地理背景；建立反映盆地古地貌特征的不同沉积背景条件下的碳酸盐岩层序地层样式；密集采样确定有利烃源岩、储集层和盖层的位置及其与体系域类型之间的关系；加强不同成因类型碳酸盐岩储层成岩后生作用的研究，根据海平面升降变化和可容空间变化的特点，确定古岩溶的发育部位、淡水淋滤作用发育的层段等；确定有利于烃源岩发育的凝缩层段，并寻找能够捕获油气的碳酸盐岩储层，明确生储盖组合方式，制定可行高效的油气勘探方案，对勘探靶区实施油气勘探，以发现和探明油气资源。

2. 碳酸盐岩层序成藏条件分析

(1) 有利烃源岩和盖层分析

国内外碳酸盐岩油气勘探实践业已证明，要在碳酸盐岩盆地中发现大量的油气资源和富集油气的油气藏，重要的是要寻找富含有机质的烃源岩和具有良好储集性的碳酸盐岩储层。碳酸盐岩层序地层概念模型为人们预测在贫氧环境下形成的烃源岩及盖层提供了良好的基础。

碳酸盐岩盆地良好的烃源岩往往形成发育在海侵体系域形成期间。该期海平面快速上升，盆地中某些地区处于缺氧和贫氧环境，并且沉积速率极低，通常形成以灰黑色泥质灰岩、灰质泥岩为主的富含有机质的烃源岩。控制碳酸盐岩中有机质丰度的主要因素是盆地地貌特征、地层的年代、气候、沉积物的沉积速率、古水深、海洋有机质的产率以及陆源有机质供给速率等因素，其中关键因素是贫氧的底水环境。若在干旱气候条件下发育碳酸盐沉积，那么陆源有机质供给所起的作用就比较小了。碳酸盐岩体系域不同于碎屑岩体系域，它能通过快速的海平面上升产生局限性的贫氧环境，利于有机质的保存。根据碳酸盐岩沉积体系的几何形态可以确定出4 种成因类型的碳酸盐岩烃源岩，即发育于碳酸盐台地内部或边缘建隆之间的烃源岩、台地内部凹陷中的烃源岩、非限制性盆地边缘和深水洋盆中的烃源岩。

在海侵体系域相对海平面快速上升期间，可以在先前的台地上形成一系列孤立的碳酸盐岩建隆。这些碳酸盐岩建隆之间受限的循环水体导致缺氧环境的发育。伴随着快速的碳酸盐岩建隆的加积，在海侵体系域形成最大水深起伏期间，沉积了富含有机质的碳酸盐岩。由于碳酸盐岩稀释速率很低，有机碳含量得以加大。在高位体系域沉积期间，进积的沉积体系可以充填在海侵体系域早期发育的地貌低洼处(图 5-18)。

在海侵体系域海平面快速上升期间，碳酸盐台地内部由于差异沉降作用形成台内坳陷。在该坳陷内受限的循环水体形成了缺氧环境，利于富含有机质的沉积物的沉积，从而形成了有利的烃源岩。后来的高位体系域的前积充填作用也利于碳酸盐台地内部坳陷烃源岩的保存。

非限制性盆地边缘烃源岩的沉积形态有些类似于碎屑地层海侵体系域的烃源岩。这些烃

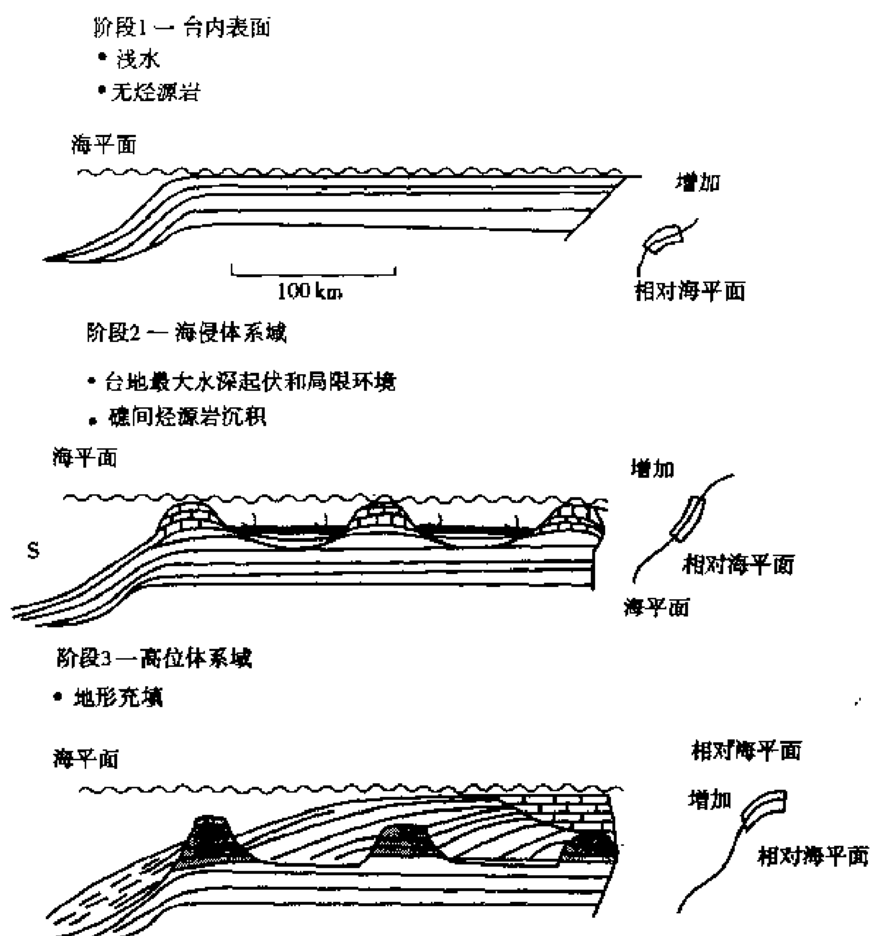


图 5-18 海侵体系域沉积早期碳酸盐岩建隆之间的烃源岩(据 Myers,1996)

源岩是在盆地外陆棚处于饥饿状态、碳酸盐产率很低的情况下沉积而成的,主要沉积物为远洋碳酸盐沉积物。若陆棚或斜坡区远洋深水环境处于缺氧状态或浮游植物产率很高,则利于烃源岩的沉积。

深水洋盆碳酸盐岩烃源岩是在深水缺氧环境下形成的,在海侵体系域和高位体系域发育期间,均可发育这类烃源岩。它们以有机碳含量较高、分布广、沉积厚度大为特征。实际上,随着海平面的升降变化,在海侵和高位体系域发育期间,广海陆棚至深海盆地相的沉积物有机质丰度和氯仿沥青的含量最高(表 5-3),而斜坡和台地相烃源岩的有机质丰度较低。所以说,在最大海泛时期形成的富含有机质的细粒沉积物应该是最好的烃源岩。

根据海平面升降变化和体系域发育的特点,在碳酸盐岩层序中,与海泛事件密切相关的、分布广泛的海泛沉积或凝缩层是良好的盖层。这类盖层的岩性多为泥灰岩和灰质泥岩,以厚度较大、区域性分布为特征。在海侵体系域沉积早期和高位体系域发育时期,台地内部或潮缘地区,由于缺乏陆源碎屑物质供给,水体循环受阻,加之炎热干旱的气候,形成了充填盆地斜坡、台地的膏岩、盐岩等蒸发岩,覆盖了台地内部及其边缘的碳酸盐岩建隆储层,构成了有效的区域性盖层。

(2) 有利的碳酸盐岩储层分析

从世界范围来看,碳酸盐岩储层中蕴藏着约占 50%的油气资源量,这除了与碳酸盐岩沉积盆地中存在优质烃源岩密切相关外,还与碳酸盐岩储层发育孔、缝、洞储集空间有着密切的联系。在碳酸盐岩沉积盆地中,碳酸盐岩储层性质的优劣受多种因素的控制,比如沉积相带、

表 5-3　塔里木盆地寒武系、奥陶系不同相带烃源岩有机质丰度指标(据彭德堂等,1996)

沉积相	岩　性	有机碳/%	氯仿沥青"A"/%	总烃/(mg/L)	S_1+S_2 /(Kg烃/t岩石)
广海陆棚—深海盆地	暗色泥岩	1.27	0.015	1.58	0.10
	暗色灰岩	0.73	0.0079	17.07	0.07
斜　坡	暗色泥岩	1.09	0.009	29.5	0.088
	暗色灰岩	0.43	0.008	63.5	
开阔台地	暗色灰岩	0.13	0.0139		0.83
局限—半局限台地	暗色灰岩	0.12	0.0043	6	0.084

气候、碳酸盐岩沉积速率、成岩后生变化以及构造作用等。其中沉积相带是控制碳酸盐岩储层原生孔隙的主要因素,因此,下面将根据碳酸盐岩储层层序地层演化特点,来讨论各体系域中有利碳酸盐岩储层的发育情况。

随着海平面升降的旋回变化,形成了具有特定叠置样式和岩性的地层序列。当海平面快速下降并低于台地边缘时,发育了碳酸盐岩低位体系域,其中由前缘斜坡侵蚀滑塌而形成的他生碳酸盐岩碎屑楔状体可成为有利的碳酸盐岩储层。该类储层以分布范围相对较小、单层厚度较薄、砂砾屑混杂、原生孔隙度变化较大为特征,平均孔隙度和渗透率相对较低。但该类储层往往具有高含量的砂砾屑,分选磨圆差,发育滑塌变形构造,具有典型的碎屑流和浊流沉积序列和丘形地震反射结构,所以在钻井、测井和地震资料上易于识别。加之被良好的斜坡盆地相烃源岩所包裹,易形成有利的圈闭。

在海平面下降处于低位时期,广大的碳酸盐台地出露地表遭受风化淋滤,易形成孔洞发育、储层厚度大、分布广的古岩溶碳酸盐岩储层。古岩溶储层可由石灰岩和白云岩组成。石灰岩型古岩溶常表现为溶缝、落水洞和大中型溶洞,甚至地下河,岩溶垂直分带性很强;而白云岩和灰质白云岩型岩溶以中小型的蜂窝状溶蚀孔洞的大量均一发育为特征,孔洞直径一般小于1 cm,往往缺乏充填物质,常构成良好的油气储集空间。从岩溶垂向分带来看,最上部的垂直渗流岩溶带多以垂向溶缝及溶洞为主,灰岩型溶缝溶洞常被充填,孔隙性差,白云岩型溶缝溶洞一般未被充填,是很好的储集空间;中部的水平潜流岩溶带以发育水平孔洞、大型溶洞、地下河为特征,储集空间多未被完全充填,其中白云岩型较灰岩型具有更好的储集性能;最下部的深部缓流岩溶带以零星发育的溶孔溶缝为主,多被充填。从平面上来看,古岩溶地貌可被划分成岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶谷地3个单元,其中岩溶高地是岩溶水补给区,垂直渗流带厚度大,岩溶高地边缘是储层发育的有利地区;岩溶斜坡地下水以垂直渗入和水平运动为主,是储层发育最有利地区;而岩溶谷地是地下水的排泄区,垂直渗流带和水平潜流带岩溶不发育,孔渗性差(图 5-19)。

在海平面快速上升、海侵体系域发育时期,由于海平面上升速率与沉积物沉积速率的不同匹配关系,形成了海侵体系域的追补型和并进型沉积。追补型沉积是沉积物沉积速率较低、沉积物粒度较细的一种碳酸盐岩沉积,往往以泥晶灰岩、泥质灰岩或钙质泥岩沉积为特征。由于这种追补型沉积粒度细,所以难以构成原生孔隙发育的有效储层,除非后期遭受淋滤或构造作用,形成溶洞或裂缝储集空间。并进型碳酸盐岩沉积是一种碳酸盐岩沉积速率与海平面上升速率基本一致的沉积,它常以台地边缘礁和滩、台地内部补丁礁以及斜坡礁的形式出现。

碳酸盐台地边缘是生物礁发育的最佳场所,该处水体浅而清洁,水动力较强,营养丰富,利于生物繁殖和生物礁的生长发育。台地边缘生物礁往往是在中高能的台缘粒屑滩的基础上发

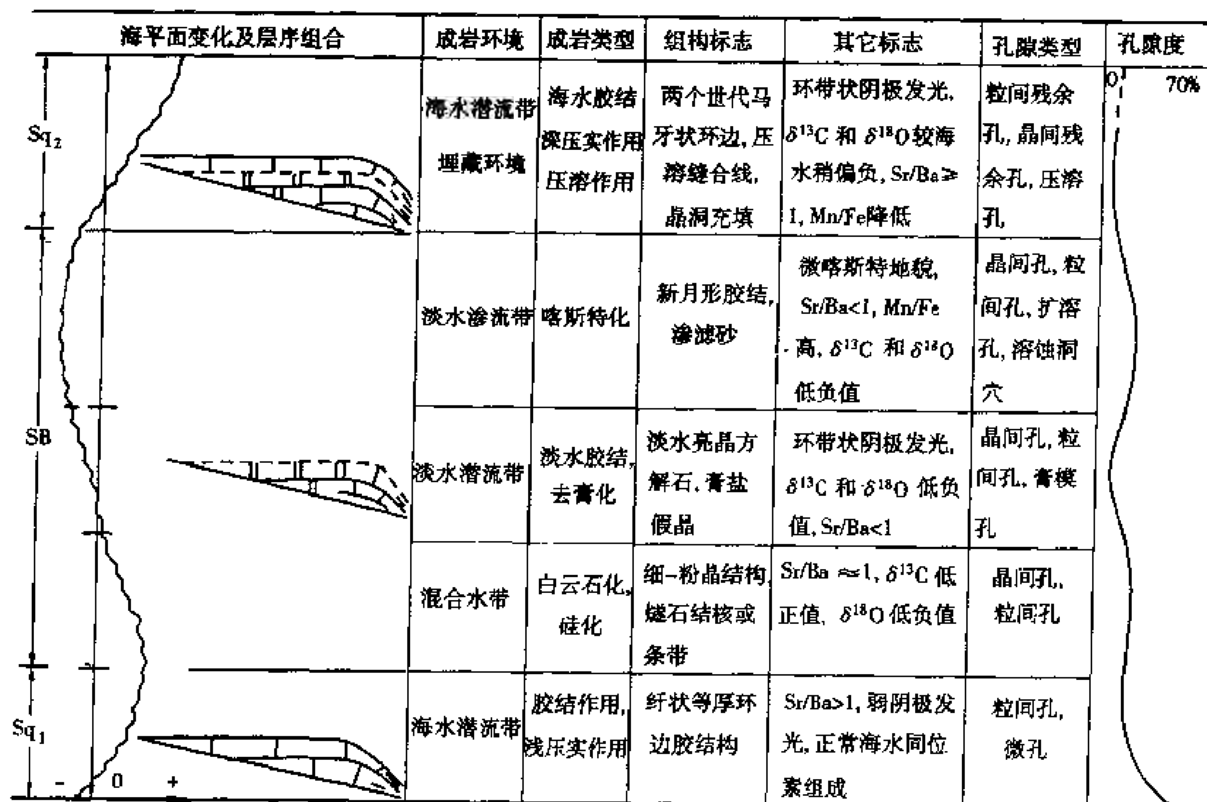
育起来的(奠基期),然后通过较小个体生物的生长,阻碍水流和拦截碎屑及灰泥,构成生物的定殖期。随后,生物礁的生长进入繁殖期,大量发育骨架岩和胶结岩,形成厚达几十米至几百米的生物礁的主体,从而形成原生孔隙极发育的储层。台缘生物礁顶部常被生屑灰岩或粒屑灰岩沉积所替代,生物碎屑的增多抑制了造礁生物和胶结生物的生长发育,使礁体逐步衰亡。台地内部的生物礁常呈补丁状零星分布在碳酸盐台地上,虽然其规模相对较小,但也发育较多的原生孔隙。邻近台地内部的海侵体系域烃源岩,也是一种有利的碳酸盐岩储层。斜坡生物礁主要属于生物灰泥丘类型,岩性以中厚层泥晶生物碎屑灰岩、颗粒泥晶灰岩为主,生物化石含量丰富,但灰泥充填明显,影响了斜坡生物礁原生孔隙的发育。碳酸盐台地边缘粒屑滩可为鲕粒滩、生物碎屑滩或砂砾屑滩。由于受波浪强烈的淘洗,粒屑滩颗粒之间灰泥含量极少,加之颗粒分选磨圆好,从而形成了原生孔隙极为发育的碳酸盐岩储层,但这类储层常被后期亮晶方解石胶结物充填,储层物性受到明显破坏。

碳酸盐岩层序高位体系域发育时期,由于海平面升降速率的变化,早期形成了追补型沉积,晚期形成了并进型沉积。追补型碳酸盐岩沉积以贫粒、富泥的准层序为特征,在台地边缘沉积物中常含有大量的早期海底胶结物,储层物性较差。晚期并进型沉积以富含碳酸盐岩颗粒、向上变浅的准层序为沉积特征,由于碳酸盐产率较高,所以缺少早期的海底胶结物,易形成原生孔隙发育的礁滩相碳酸盐岩储层。高位体系域台地边缘的生物礁或粒屑滩常沿台地边缘展布,沉积厚度可达数百米,在地震剖面上响应典型的丘形反射和前积型反射,易于识别。

总之,随着海平面的升降变化,碳酸盐岩层序海侵和高位体系域并进型碳酸盐岩礁滩沉积是原生孔隙最为发育的一类储层,低位体系域他生碎屑楔状体也是比较好的一类碳酸盐岩储层。需指出的是,碳酸盐岩储层储集性能的好坏受后期成岩作用和构造运动的影响较大。因此,在研究碳酸盐岩储层时,除了要对碳酸盐岩沉积进行层序地层学研究,确定原生孔隙发育的相带外,还应加强碳酸盐岩成岩作用和构造运动期次、活动方式的研究,在有利的沉积相带中寻找储集性能良好的储层(图 5-19)。

(3) 碳酸盐岩层序有利地层圈闭的分布

碳酸盐岩层序地层模式为人们预测碳酸盐岩层序中的体系域和沉积体系类型提供了良好的概念性模型。在上述对不同体系域中有利烃源岩、有利储集层综合分析的基础上,使人们有可能根据层序地层模式对有利的地层圈闭作出预测。碳酸盐岩地层圈闭的发育分布往往与碳酸盐岩建隆发育与否、地层侧向尖灭以及孔隙度、渗透率的侧向变化等因素密切相关。对于一个发育完整的碳酸盐岩层序来说,在低位体系域发育期间,他生碳酸盐岩楔状体的上倾和下倾方向由于岩性变化形成地层圈闭(图 5-20 中 4、5);在低位体系域发育中晚期,斜坡上部可形成以礁滩等碳酸盐岩建隆为特征的地层圈闭(图 5-20 中 6);在海侵体系域和高位体系域并进型碳酸盐岩建隆沉积时期,台地边缘的礁滩沉积向盆地方向相变为斜坡细粒碳酸盐岩,向陆地方向变为非渗透性泻湖泥岩,形成台地边缘地层圈闭(图 5-20 中 8、9);在海侵体系域和高位体系域并进型碳酸盐岩沉积期间,台地内部也可发育分布较零星的碳酸盐岩建隆补丁礁,其侧向相变为礁缘或泻湖相富泥沉积物,构成台内地层圈闭(图 5-20 中 10);在高位体系域沉积中后期,台地边缘滩相沉积物不断向盆内进积,在其下倾方向变为斜坡盆地细粒沉积物,上倾方向相变为蒸发岩,构成高位滩边缘地层圈闭(图 5-20 中 7);在碳酸盐台地内部,由于白云化作用的差异,使得多孔的白云岩侧向变化为致密的灰岩,形成准同生期成岩地层圈闭(图 5-20 中 11、12);在低位体系域沉积时期,台地出露地表遭受剥蚀淋滤,形成与不整合或古岩溶密切相关的地层圈闭(图 5-20 中 13);在缓坡背景中,由于盆地斜坡中的碳酸盐岩建隆(图 5-20 中



海平面变化及层序组合	成岩环境	成岩类型	组构标志	其它标志	孔隙类型	孔隙度
Sq_2	海水潜流带 埋藏环境	海水胶结 深压实作用 压溶作用	两个世代马牙状环边，压溶缝合线，晶洞充填	环带状阴极发光，$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 较海水稍偏负，Sr/Ba≥1，Mn/Fe降低	粒间残余孔，晶间残余孔，压溶孔	
SB	淡水渗流带	喀斯特化	新月形胶结，渗滤砂	微喀斯特地貌，Sr/Ba<1，Mn/Fe高，$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 低负值	晶间孔，粒间孔，扩溶孔，溶蚀洞穴	
	淡水潜流带	淡水胶结，去膏化	淡水亮晶方解石，膏盐假晶	环带状阴极发光，$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 低负值，Sr/Ba<1	晶间孔，粒间孔，膏模孔	
	混合水带	白云石化，硅化	细-粉晶结构，燧石结核或条带	Sr/Ba≈1，$\delta^{13}C$ 低正值，$\delta^{18}O$ 低负值	晶间孔，粒间孔	
Sq_1	海水潜流带	胶结作用，浅压实作用	纤状等厚环边胶结构	Sr/Ba>1，弱阴极发光，正常海水同位素组成	粒间孔，微孔	

图 5-19　碳酸盐岩层序地层的孔隙演化（据刘波，1997）

1）、台地边缘及顶部碳酸盐岩建隆的侧向相变，也可以形成地层圈闭（图 5-20 中 2、3）。因此，在碳酸盐岩层序中存在多种类型的、值得引起人们重视的地层圈闭。

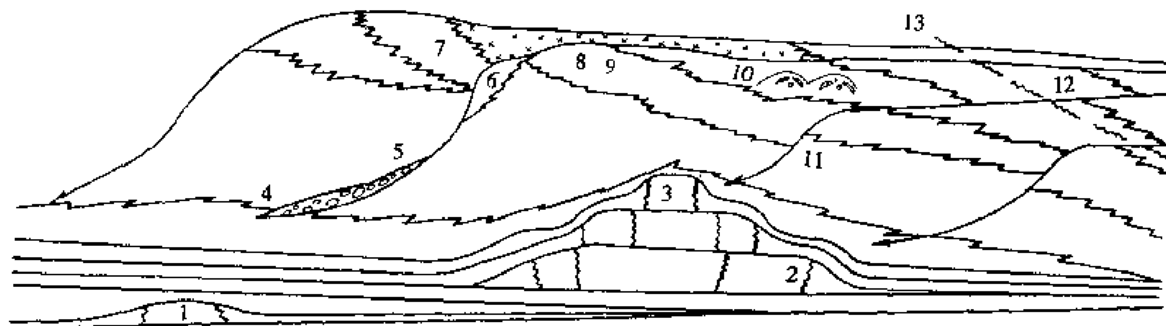


图 5-20　碳酸盐岩层序地层圈闭（据 Greenlee 等，1993）

第六章 陆相湖盆层序地层学

尽管 Weller(1930)早已在陆相地层中识别出了以不整合面为界的地层单元,但至今,层序地层学的基本原理只在有限的范围内应用。这可能是由于陆相沉积体系响应于一系列异旋回作用(例如构造和气候作用)和自旋回作用(例如河流改道)。因此,陆相层序地层学研究所面临的挑战是区别反映自旋回变化和异旋回变化的沉积模式。在 60 至 F70 年代沉积学研究的繁荣时期,人们在解释地层形态变化和沉积体系外形变化的自旋回机制方面取得了长足进展。随着层序地层学理论的发展和应用,为了解释地层相互关系,人们正试图不断揭示在区域上更有意义的异旋回过程,尤其是影响可容空间变化的异旋回作用。在相对较薄、与厚层海相页岩互层的陆相层系中,比较容易识别其地层关系,并可将这种关系与相对海平面升降变化联系起来。但是,随着陆相盆地远离海相盆地,全球海平面的升降变化影响越来越小(图 6-1),如何将起源于被动大陆边缘的层序地层学理论及概念应用于厚层的陆相地层还是一个值得探讨的问题。

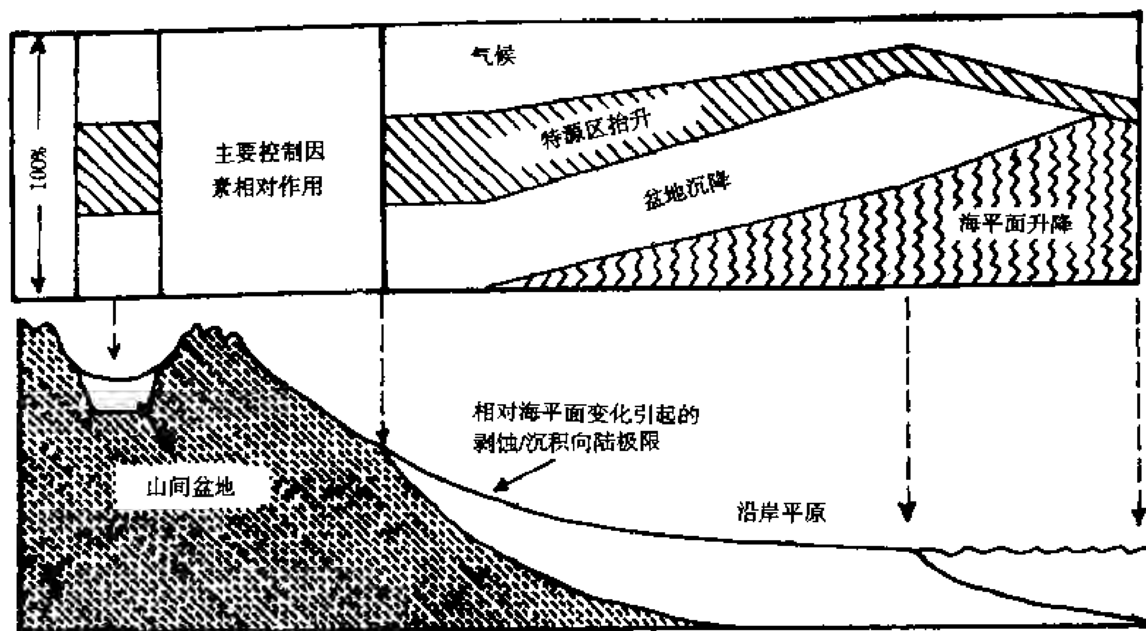


图 6-1 控制陆相地层叠置样式的主要因素(据 Shanley 等,1994)

加拿大陆相层序地层学研究组的成员们通过对大量近海陆相冲积层野外露头与钻井测井资料分析,建立了陆相近海冲积层序列与海平面的升降关系以及层序地层样式。在近海河流冲积环境下,相对海平面变化是控制河流体系中地层基准面与河流均衡剖面的主要因素。河流沉积体几何形态和河型的变化与相对海平面变化具有密切关系。低位体系域由向上变粗、加厚、相互叠置的砂砾质河道充填复合体构成,海侵体系域以向上变细、变薄的推移质和悬浮质沉积为特征,高位体系域主要由悬浮质沉积构成。在风成环境中,沉积物有效体积的保存与受地下水控制的风蚀面分布密切相关。这种被 Fryberger(1988)称为 Strokes 的风蚀面在区域上广泛分布,已在各种风成沉积环境中被识别出来。风蚀面的空间变化可以反映地层基准面上升的速度,可为风成地层分析提供研究格架。此外,风成沉积还受构造沉降、气候和沉积物供给的影响,与相对海平面变化没有成因关系。

实际上，在陆相层序地层学研究中，国内外地质学家普遍都认为，起源于被动大陆边缘的海相层序地层学的基本原理和方法能够应用于陆相湖盆层序地层学研究。这是因为湖泊等陆相沉积环境的异旋回沉积作用与受控于海平面相对变化的海相盆地沉积作用具有相似性。但是，由于陆相湖盆的地质特征，如受构造和气候作用影响大，盆地类型和结构复杂，湖盆水域浅小，近物源和多物源供源方式，湖平面升降变化频繁，沉积体系类型多且相变快，湖盆缺少明显的地形坡折等，明显不同于海相沉积盆地，所以，海平面升降变化曲线对湖泊层序研究缺乏指导意义，控制地层构型的主要因素是构造活动和气候的变化。研究表明，要成功地在陆相地层中运用层序地层学的基本概念，就必须要对陆相盆地构造活动、气候变化以及基准面和沉积物的供给进行全面了解和研究，这样才能根据陆相湖盆的地质特征，作出能反映陆相盆地地质特征的层序地层研究成果。

第一节　陆相湖盆地质特征

一、湖盆构造作用和气候变化

1. 湖盆的构造作用及其对层序的控制

(1) 陆相湖盆成因机制

陆相湖盆成因机制以及盆地演化史的研究一直是人们长期讨论的主要课题。人们不仅从大地构造方面来研究盆地的成因机制，而且结合沉积学研究成果，利用地壳均衡补偿原理来阐述盆地的形成过程。因此，人们提出了多种陆相湖盆成因机制的观点。例如，岩石圈内部物质重新分布造成岩石圈弯曲变形，形成盆地；岩石圈温度变化造成岩石体积变化及岩石圈变形，形成盆地；沉积物负载作用形成盆地等。

但总的来说，被人们普遍接受的有两种沉积盆地成因机制。第一种盆地成因机制是洼地内沉积物按地形法则发生堆积。由于岩石圈的负载作用，岩石圈发生并不流动的弹性变形。岩石圈凭借其弹性可承受宽度等于其深度量级的负载，这种均衡下沉可以导致沉积物的总厚度达到初始地形异常的 2～3 倍。从属这种成因机制的盆地主要分布在大陆边缘和大陆裂开的地区。第二种盆地成因机制就是热沉降作用。由于地幔深部物质上涌，在大陆岩石圈之下形成热点，大陆岩石圈受热被拉张变薄。随着均衡上隆，在地壳上部足以产生断裂的裂陷盆地，从而导致盆地的沉降和沉积物的沉积(图 6-2)。这种断陷盆地的沉降受多种因素的控制，如盆地中是否充填大量沉积物，若沉积物负载大，则盆地下沉明显，断陷盆地宽度越窄，下沉幅度越大；若盆地周围基岩密度小于盆地底部基岩密度，则盆地下沉明显；断层面上摩擦系数越小，越利于盆地下沉等。随着盆地中沉积物负载作用的加大，盆地区域下沉作用就显得更加明显。此时，盆地就由断陷向坳陷转化，构成一个盆地演化和沉积充填发展旋回。这种由断陷向坳陷转化的盆地发展过程在中国东部中新生代断陷盆地中是非常普遍的。

中国东部中新生代陆相盆地形成机理虽尚未完全解决，但大家均认为，东部陆相断陷盆地是在陆壳上形成的，它们分布在西太平洋岛弧后面，与西太平洋俯冲带有一定的联系；大型断陷盆地(如渤海湾盆地)与莫霍面呈倒影关系，大多数断陷盆地均有基性火山岩活动，热流值和地温梯度均较高。关于中国东部中新生代陆相盆地的成因机制，目前比较一致的看法就是热沉降作用。即由于太平洋板块向欧亚板块俯冲和印度板块向北挤压，造成东部地壳向东蠕散，拉张减薄，拉张作用造成软流圈上拱，盆地以早期裂陷为特征，晚期因热流扩散岩石圈冷却收缩，

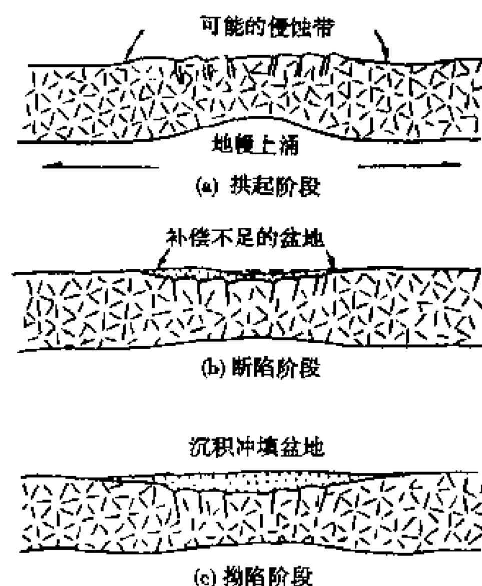


图 6-2 克拉通内裂谷盆地形成示意图

盆地下沉，以坳陷为特征。陆相断陷盆地的拉张裂陷作用具有阶段性、旋回性的特点，是一个不连续的幕式沉降过程，这个阶段性沉降作用控制了盆地充填物的旋回性。

(2) 陆相湖盆结构特征

印支运动以后，由于中国陆块受太平洋板块向西推动力以及印度洋板块向北推动力、西伯利亚块板向南推动力的相互作用的影响，改变了中国陆块古生代以来东西构造走向的格局，发育了大小不等、盆地结构不同的沉积盆地。根据盆地构造成因，可将沉积盆地划分成 3 种类型，即贺兰山、六盘山以西的挤压型沉积盆地，如塔里木、准噶尔、柴达木盆地；贺兰山和六盘山以东的拉张型沉积盆地，如松辽、渤海湾和珠江口盆地；处于上述两类盆地之间的过渡型盆地，如四川和鄂尔多斯盆地。中国东部拉张型盆地内基底断裂发育，盆地均以正断层为界，盆地的演化经历了燕山期、喜山期的演化过程，都具有明显的断陷-坳陷双层结构。由于盆地内部正断层的差异活动，造成了盆地凹凸相间的盆地结构，盆地一侧为陡坡，另一侧为缓坡，有时盆地中央发育隆起带(图 6-3)。

中国西部挤压型盆地结构受控于印度洋板块和西伯利亚板块的相互作用的影响，盆地往往呈不对称状，发育了明显的中新生代山前坳陷(图 6-3)，无明显岩浆活动。盆地边界受逆冲断层控制，盆地局部构造多呈线状或雁列式排列。中国中部的过渡型沉积盆地的基底坚硬，是中国陆块上最稳定的一部分，盆地结构表现为东西不对称的特点，盆地西缘多发育逆冲断裂带。

总之，中国中新生代陆相盆地受基底性质、断裂构造运动的影响，盆地结构类型多样且复杂。根据盆地基底差异沉降的特点，可将中国中新生代陆相盆地结构划分成 3 种类型，即单断箕状盆地、双断裂陷盆地和断层活动很弱的坳陷盆地(图 6-3)。

在不同结构类型的陆相盆地中，由于盆地基底的差异沉降作用，形成了具有不同堆砌样式的盆地充填序列。不同结构类型的陆相盆地层序形成的主控因素的影响程度也存在差异，因此，了解盆地结构是进行陆相层序地层研究的基础。

(3) 陆相湖盆的构造演化特征

构造运动的发生和演化都是地球内部地应力作用方式变化导致的结果，并表现出一定的地质演化规律。中国中新生代陆相盆地构造沉降演化历史表现出明显的阶段性。在陆相盆地

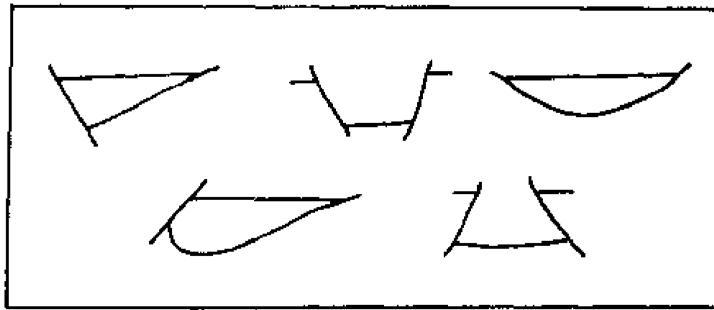


图 6-3　陆相湖盆盆地结构示意图

中，盆地边界大断层活动控制了盆地的形成、发展和消亡以及盆地内沉积物可容空间的变化。盆地边界断层的活动方式可表现为持续时间较短、活动强度较大的一次性强烈断裂，可在短期内提供巨大的沉积物可容空间；也可表现为持续时间较长、活动强度逐渐减弱的多期性同生断裂。后一种断裂在中国陆相盆地中具有较好的代表性。

一般来说，在盆地演化的早期，盆地基底沉降明显，沉降幅度大；在盆地演化中期，盆地基底沉降速率明显降低，沉降幅度变小；到了盆地演化的晚期，盆地基底沉降作用趋于停止，盆地萎缩直至消亡。很显然，这种盆地基底沉降的差异特征影响了盆地演化和可容空间发育的历史。与盆地基底沉降历史相对应，中国中新生代陆相盆地的构造演化历史均可被划分为 3 个演化阶段，即早期断陷阶段、中期坳陷阶段和晚期萎缩消亡阶段。例如松辽盆地构造演化过程可被划分成三叠纪至中侏罗世地壳热隆张裂阶段和晚侏罗世至早白垩世登娄库期盆地裂陷阶段、早白垩世泉头期至嫩江期陆内坳陷全盛发育阶段以及晚白垩世四方台期至第三纪盆地萎缩阶段(图 6-4)。

松辽盆地是一个克拉通内部的复合型沉积盆地，具有下裂上坳的双重结构。在三叠纪至中侏罗世，太平洋板块开始扩张，盆地深部上地幔开始拱起。热对流产生地幔垫，加快热构造成穹作用，大陆块开始张裂并出现 NNE 向壳断裂，出现高热流盆地并处于剥蚀状态(图 6-4)。裂陷阶段为成盆初始阶段，大约持续了 30 Ma。该时期西太平洋板块的俯冲，加速了地幔垫的形成。贯穿全盆地的孙吴-双辽断裂中段活动加强，形成 NNE 向松辽盆地裂谷，并进一步复杂化为隆凹相间的地堑和地垒，沉积物充填速率为 68 ～146 m/Ma，为裂谷式欠补偿沉积。白垩系登娄库组沉积晚期，由于太平洋板块的俯冲运动和上地幔垫对流的减弱，导致了裂谷的封闭，盆地由裂陷向坳陷转化(图 6-4)。陆内坳陷阶段为盆地发育的全盛阶段，持续时间为 36 Ma。由于盆地岩石圈逐渐冷却，在地壳均衡作用和西太平洋板块俯冲运动的影响下，盆地整体下沉形成大型坳陷，沉积幅度和沉积面积均扩大，平均沉积速率为 84 m/Ma，接受坳陷式非补偿沉积(图 6-4)。盆地萎缩和上升阶段持续时间约为 11 Ma。该时期日本海的扩张和来自盆地东方的挤压力使盆地东部整体抬升，主要沉积区萎缩。该阶段上白垩统最大沉积速率为 90 m/Ma，属补偿沉积(图 6-4)。

(4) 盆地构造演化对层序发育的控制作用

构造作用从根本上控制了可容空间的产生和消亡。可以说，没有构造沉降就没有沉积盆地。构造沉降也可以影响盆地沉积物供给的速率。拉张、挤压(前陆)和走滑盆地具有不同的构造沉降历史(图 6-5)。拉张盆地可形成于许多种板块构造背景，但常见于建设性的板块边缘。拉张盆地构造沉降速率是系统地随时间变化的，初始阶段由于岩石圈拉张发生快速沉降，随后由于软流圈的冷却进入不断降低的热沉降阶段。这种系统的构造沉降速率变化明显影响了盆地充填物的几何形态，从而可将地层划分成裂谷前、裂谷后和同裂谷 3 个形成阶段。在同裂谷

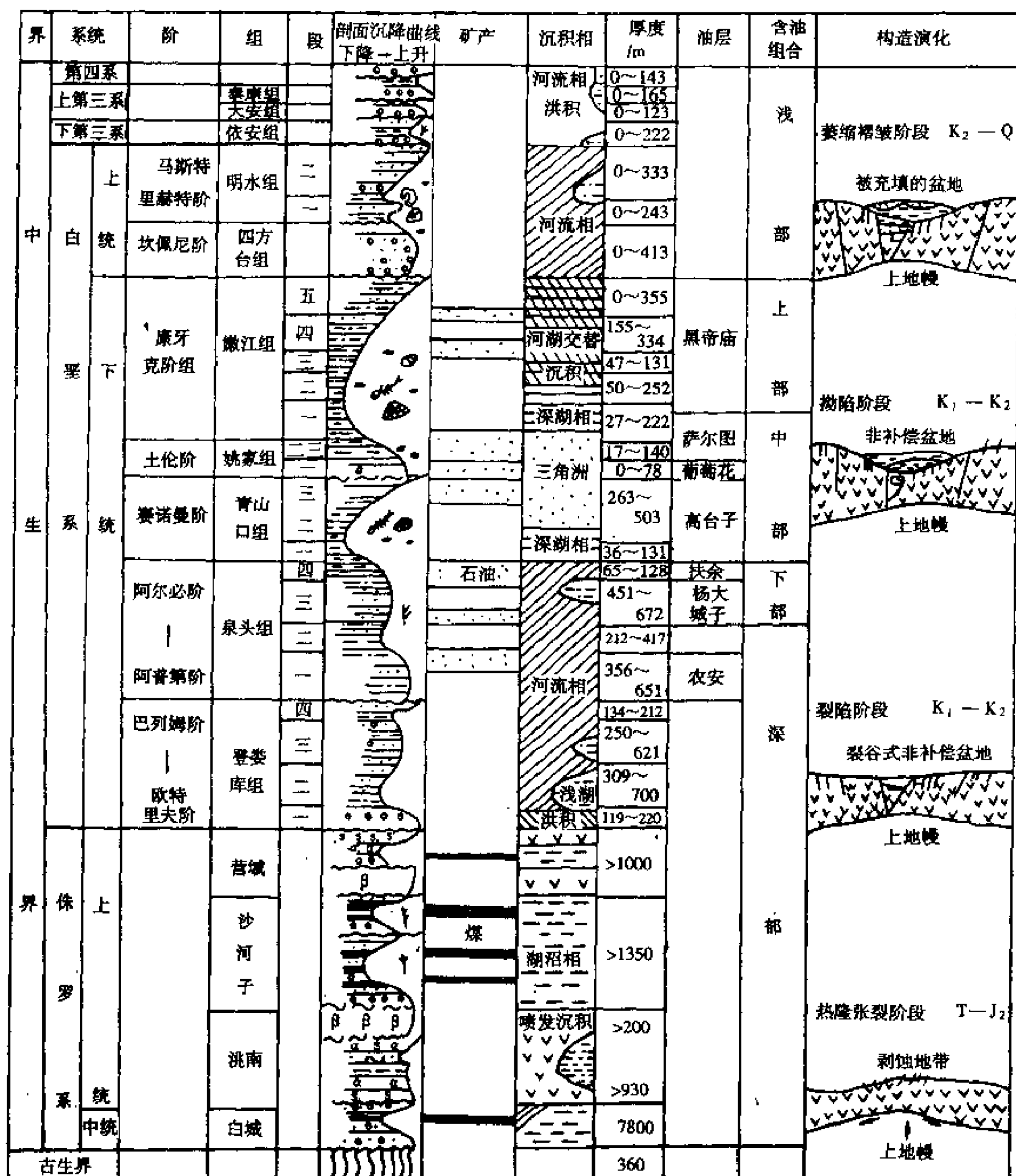


图 6-4 松辽盆地沉积构造演化综合剖面图(据王衡鉴,1992)

沉积阶段,沉积物沉积在活动性断层控制的沉积中心、伸展盆地的差异沉降明显控制了沉积相带分布。在同裂谷和裂谷后沉积阶段,常发育受高频相对湖平面变化的沉积序列。前陆盆地(挤压性)发育于冲断带之下的岩石圈负载区,充填于前陆盆地的沉积物具有典型的楔形特征,向冲断带一侧地层加厚,形成前陆盆地巨层序。前陆盆地的宽度与下伏岩石圈的刚度有关,盆地深度则与负载规模有关。前陆盆地形成于相邻的生长造山带,初始阶段沉积物供给量多且速率快。前陆盆地早期构造沉降作用明显,晚期受造山带侵蚀作用影响,构造沉降速率降低(图6-5)。走滑盆地一般都具有快速的构造沉降速率,但规律性不甚明显(图6-5)。构造沉降作用基本控制了沉积物可容空间的变化。在盆地快速构造沉降阶段,由高频湖平面下降产生的层序

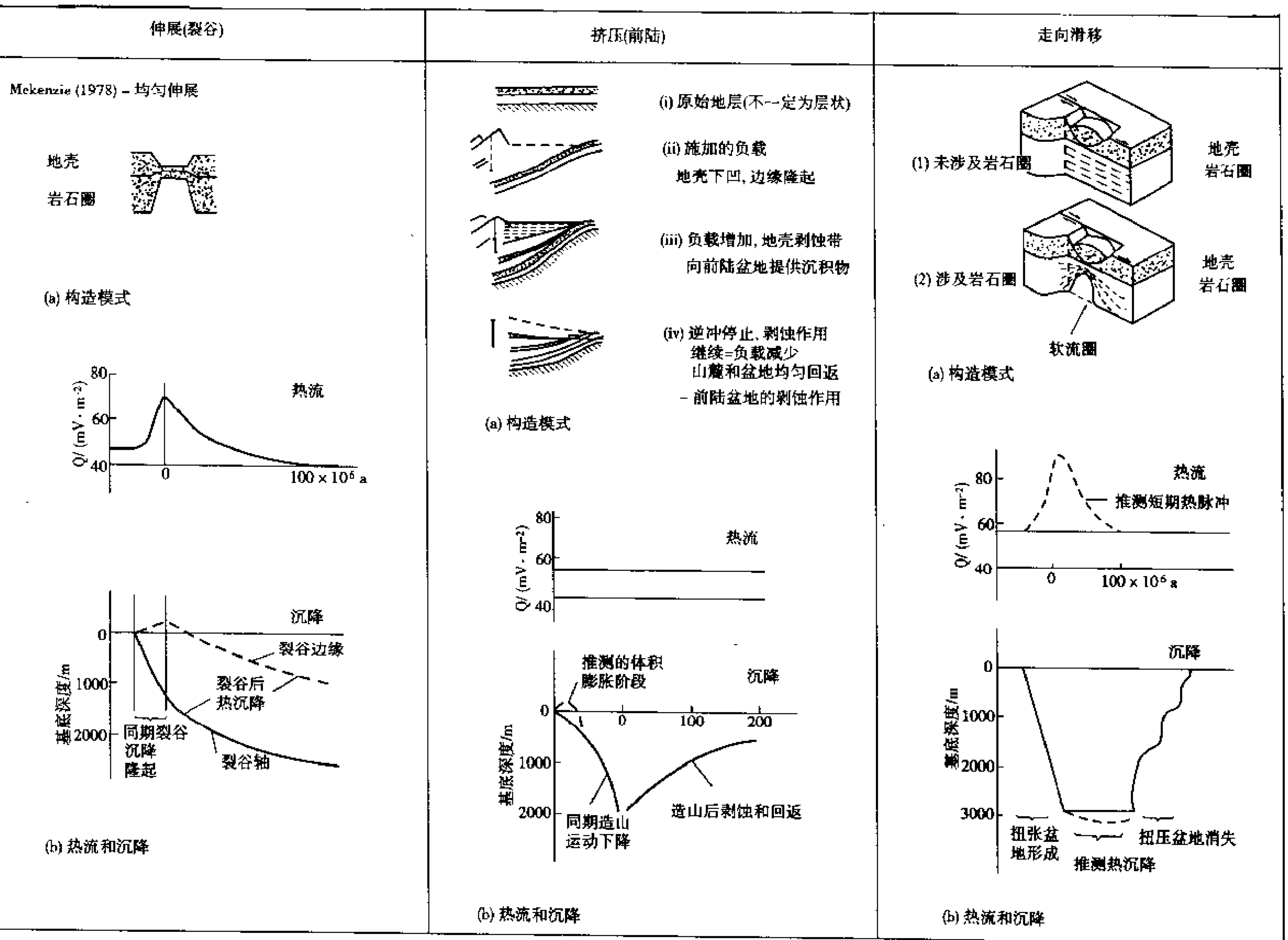


图 6-5　拉伸、挤压和走滑盆地构造沉降历史(据 Emery,1996)

边界是不清楚的，而在盆地构造沉降较慢的阶段所形成的层序边界范围不断加大。

盆地构造演化往往被认为是形成陆相层序的一种控制因素，甚至是形成陆相层序的最主要的控制因素。中国东部中新生代盆地构造演化史分析表明，盆地构造演化具有明显的阶段性，也就是说，盆地的形成和演化不是连续的，是间歇的或幕式的。正是这种幕式的盆地构造旋回控制了某些陆相盆地的层序地层模式。在沉积盆地沉降史分析中，常常可以看到盆地沉降曲线在不同地质时代具有不同的沉降速率，并且很难用一种数学函数对其进行描述。一般来说，一个盆地构造演化的阶段包括基底沉降的快速期和基底沉降的静止或上升期，从而形成了与百万年至千万年旋回相对应的构造层序。从这个意义上讲，盆地范围的阶段性构造作用控制了沉积层序的形成，该层序的边界往往是在盆地范围内可追踪对比的构造不整合界面。

在盆地构造演化的某个阶段，由于盆地基底沉降速率的变化就形成发育了陆相层序的不同的体系域类型。一个阶段的盆地沉降可被划分成早期较快速的沉降和晚期趋于停止的沉降。假定沉积物供给速率不变，盆地基底刚开始下沉，此时沉积物供给速率大于或等于构造沉降速率（图 6-6 中t_0至t_1），沉积堆积速率与沉降曲线基本一致，形成低位或冲积体系域。随着盆地基底沉降速率、可容空间或水深明显加大（图 6-6 中t_1至t_2），形成退积式的湖侵体系域。后来盆地构造沉降趋于停止，沉积物充填前期残存的可容空间，形成高位体系域（图 6-6 中 t_2至 t_3）。当残余可容空间被完全充填以后，就形成了层序的顶界面——侵蚀不整合面或沉积作用间断面（图 6-6t_3 至 t_4）。

根据构造沉积幕的概念，构造层序与构造沉积幕基本相当，即代表在基本相同的构造机制作用下形成的一组相关的层序，指示盆地的一个构造演化阶段。沉积盆地充填演化受控于不同序次的幕式构造运动。直接控制盆地形成和消亡的一级构造运动具有持续时间长、波及范围广的特点，控制了构造层序的形成。导致沉降速率变化的二级构造运动（百万年级）控制了盆地范围的层序的形成。三级和四级构造运动对准层序组和准层序的形成也有一定的影响。

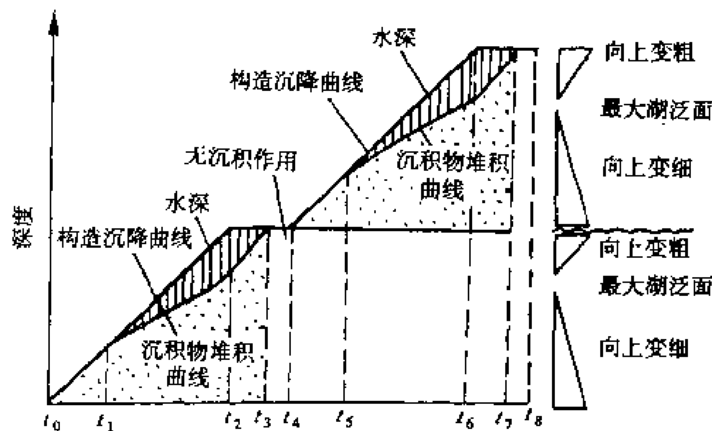


图 6-6　拉张背景下构造运动轨迹与层序内部构成的关系（据解习农，1996）

2. 陆相盆地气候特征

(1) 中国陆相盆地中新生代气候特征

中生代中国大陆的古气候特点是，从早侏罗世开始，干旱和半干旱气候带向北逐渐扩大，潮湿气候带不断向北退缩。晚三叠世，潮湿气候区主要在古昆仑—古秦岭一线以南，其北的广大地区在晚三叠世末期也转化为潮湿气候区。早侏罗世早期，川滇地区普遍发育了红层，呈现明显的干旱—半干旱气候特征，其它地区多为潮湿气候。中侏罗世早期，中国南方为干旱—半

干旱气候区，发育了红色和杂色沉积，而华北和西北地区为潮湿气候区，含煤岩系发育。晚侏罗世至早白垩世时期，干旱—半干旱气候带进一步向北扩展，潮湿气候区萎缩到东北和内蒙古东部地区。

新生代古气候不具明显的变迁特征。早第三纪呈 NWW—SEE 向的干旱—半干旱气候带将中国分为 3 个气候区。呈 NWW—SEE 向的干旱—半干旱气候带贯穿中国东南、中南和西北地区，沉积盆地中发育了红层及膏盐沉积。华北北部和东北地区为中国北部潮湿气候带，聚煤作用明显。南部潮湿气候带主要在南岭以南的粤桂地区有较好的聚煤作用发生。晚第三纪，干旱气候带整体向北迁移，退缩到中国内蒙古和河北北部地区，其它地区均为受到海洋环境气候影响的潮湿气候带。

（2）气候对陆相盆地层序的控制作用

曾有一些学者认为，气候是确定陆相层序地层的关键因素，例如可用米兰柯维奇旋回来预测各种气候带的沉积相类型和沉积速率的瞬时变化情况，进而，在了解有关古纬度和盆地类型之后，就可以利用与气候控制作用相关的旋回地层模式预测陆相地层的主要沉积相的空间分布。

气候的变化对陆相层序的影响是多方面的。首先是一种间接的影响，气候的变化会造成植被和降雨量的改变。若气候温暖潮湿，则植被发育，降雨量多，母岩的风化作用较显著，网状河流发育，沉积物供源较多且湖平面易于上升，利于陆相盆地层序的发育；反之，气候干旱炎热，植被不发育，降雨量少，辫状河系较发育，粗粒物源短距离供给，湖平面易下降，不太利于层序的发育。气候的变化也会导致河流地貌的巨大变化。地貌变化又使得河流系统处于不均衡状态，而不均衡条件是以快速地形变化为特征的。据此观点，保存的河流沉积可解释为稳定的地形变化，而层序边界的存在则代表了快速的地形变化。所以说，气候是任一系统的驱动力。气候变化对形成陆相层序的直接影响是湖平面的变化。气候影响了湖泊的蒸发量和注入量，进而影响了湖平面的升降变化，湖平面的升降变化又控制了地层的叠置样式和沉积相的分布（图 6-7）。当气候由干旱向潮湿转化时，湖平面快速上升，水体加深，沉积了湖泊扩张体系域；在潮湿期湖平面达到最高最大时形成最大湖泛面，之后形成了高位体系域；高位期湖盆沉积物快速堆积水体变浅，加之气候由潮湿向干旱转化，湖平面发生较大幅度降低，早期沉积物出露水面，遭受剥蚀，形成层序边界。此时水位达到最低，形成分布范围较小的低位体系域（图 6-7）。显然，这种旋回性的气候变化构成了陆相层序的主要控制因素。

全球气候变化具有周期性或旋回性，前人曾就层序中地质周期的天体成因和演化特性作作过系统研究，将天文地质成因周期划分成 6 个级次（表 6-1）。在陆相层序地层研究中，与气候相关的三级、四级和五级周期控制或影响了层序的形成发育。例如东濮凹陷始新统沙四段为干热气候，沙三段为温暖气候，气候周期为百万年级。再例如松辽盆地下白垩统泉头组泉一段、泉二段、泉三段分别经历了干热到潮湿的干湿交替的气候变化，气候变化周期频率约为 4 Ma。另外，通过对塔里木盆地陆相三叠系米兰柯维奇旋回的周期分析发现，米氏周期的沉积厚度为 24.8～73.7 m，周期频率为 0.298 ～0.776 Ma，相当于米兰柯维奇地球偏心率的长周期。总之，气候变化是有级次的，它对不同级次的层序产生了不同的影响。实际上，最近的层序地层成因驱动力分析表明，陆相层序的形成常受构造沉降和气候周期的双重驱动。

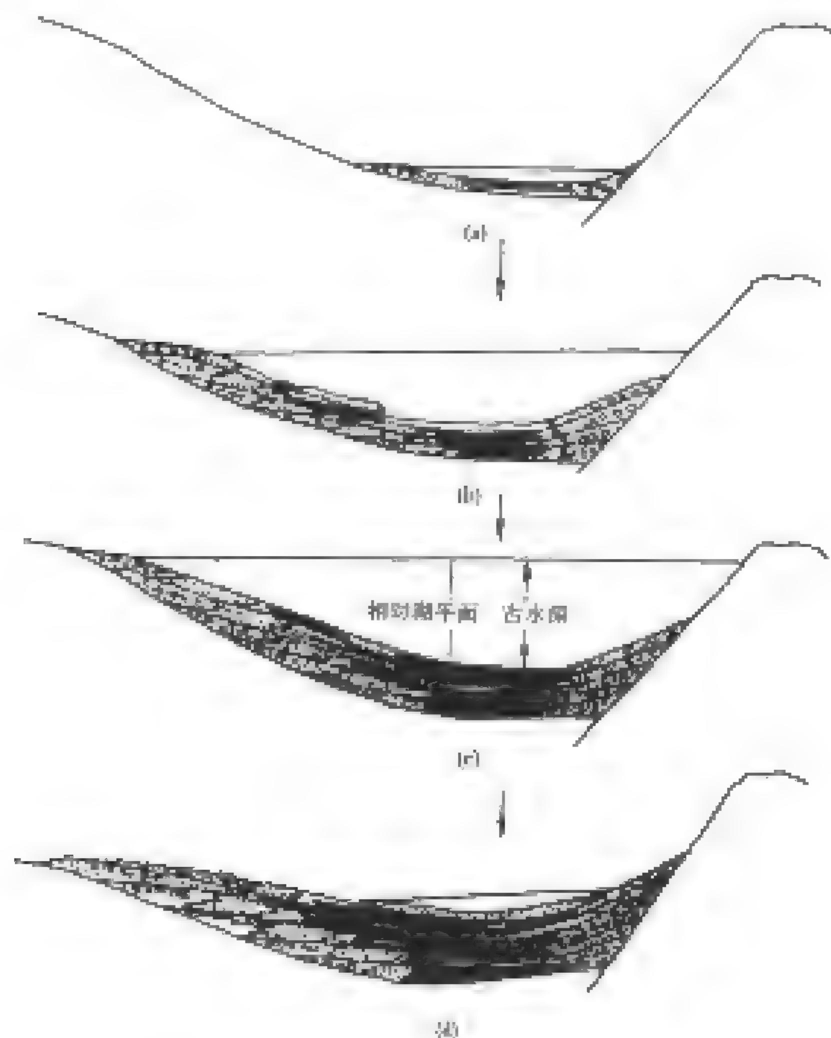


图6-7 气候变化对湖泊层序地层的影响(据纪友亮,1996)

(a)低位期;(b)湖泊扩张期;(c)高位期;(d)湖泊收缩期

表6-1 层序地层的周期分级及天文地质成因(据张晓红,1997)

层序分级	层序周期/Ma	层序动力学成因
超周期	450~600	银河年
一级周期	80~120	星系旋臂对流
二级周期	30~36	地球随太阳系穿越旋臂通道,幔源热对流
三级周期	1~5	地球随太阳系周期性穿过Oort星团,壳幔圈层活动性
四级周期	0.1~1	米兰柯维奇地球偏心率长周期,壳内圈层活动性
五级周期	0.01~0.1	米兰柯维奇地球偏心率短周期,构造驱动事件层序

二、湖平面升降变化

1. 湖平面升降变化的确定依据

反映湖平面相对变化最为可靠的地层标志是湖相层序中的湖岸上超和顶超现象。利用湖岸上超标志可以确定湖平面变化持续的时间和变化幅度,可以编制反映湖平面升降变化周期的图件,总结湖平面波动历史。湖平面的波动变化可控制沉积层序的分布及其内部岩相组合的演变。显然,利用可靠标志确定湖平面变化是非常重要的。

湖平面相对上升的可靠标志是湖岸上超向陆的迁移;湖平面相对静止的可靠标志是湖岸沉积物的顶超现象;湖平面相对下降的可靠标志是湖岸上超向湖盆中央的迁移。显然,湖盆缓坡高分辨率地震剖面是确定湖岸上超和湖岸沉积物顶超迁移规律的最好资料。但是,由于现今地层展布状况并不完全等同于湖岸沉积物沉积时的状况,若两者之间差异较大时,应对差异沉降作用造成的地层厚度变化、后期成岩作用造成的地层厚度变化以及湖盆缓坡地区原始沉积界面坡度的变化进行校正,这样可获得较为准确的湖岸上超、顶超的迁移变化值。

湖平面升降变化曲线的编制应该是在掌握研究区地质背景及古水深变化等因素的基础上进行的,具体编制湖平面相对变化曲线的步骤可参阅第九章第一节海平面相对变化曲线的编制方法。

2. 湖平面升降变化曲线的特征

中国中新生代湖盆湖平面相对变化具有明显的旋回性或周期性。下面将以辽河盆地滩海地区为例,介绍陆相湖盆湖平面的相对变化特征。

根据湖岸上超点迁移规律编制的湖平面升降曲线应是湖平面绝对升降、盆地基底沉降以及沉积物供给速率等多种因素综合影响的产物。辽河盆地滩海地区早第三纪湖平面升降变化曲线具有明显的旋回性。湖平面升降变化周期与沉积物的垂向旋回、古水深旋回具有良好的对应关系,旋回周期为1.3～6.2 Ma(图6-8)。该区湖平面升降变化曲线具有明显的不对称性,即具有湖平面的快速上升、湖平面的相对静止和湖平面快速下降的旋回特点。湖平面快速上升和

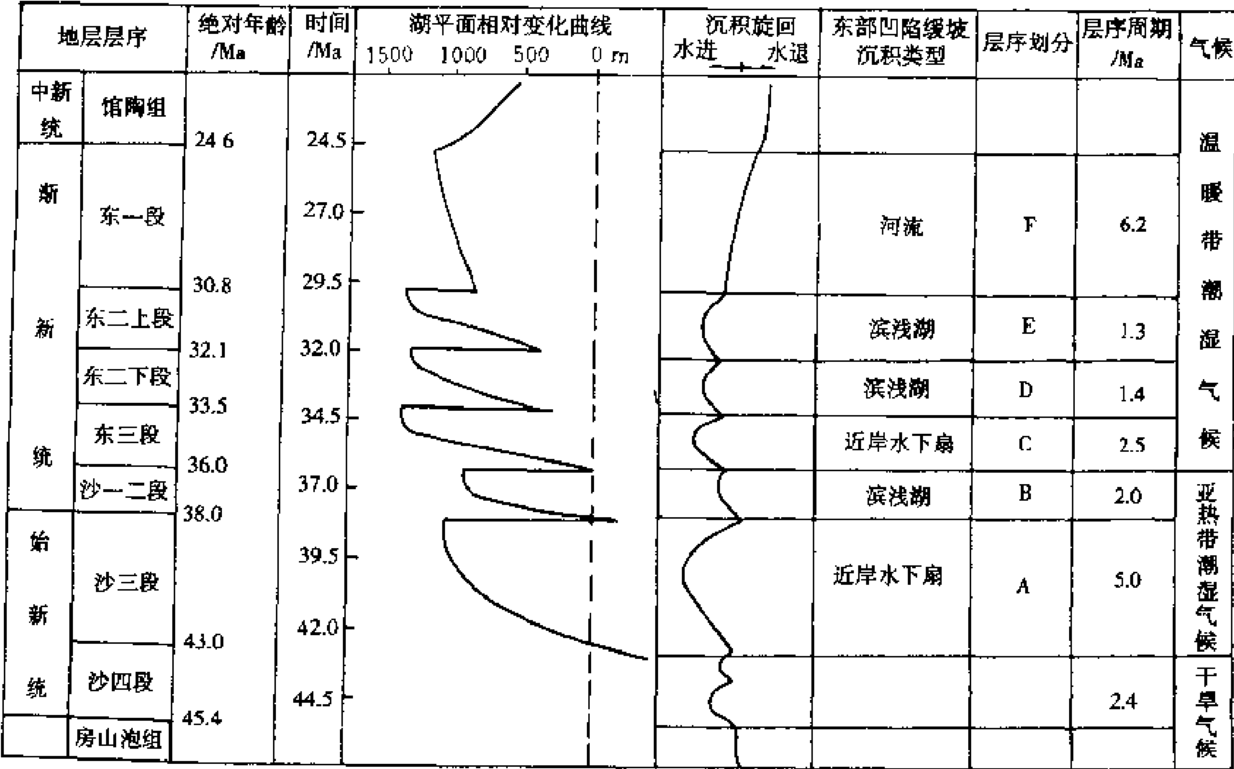


图6-8 辽河盆地滩海地区早第三纪湖平面相对变化曲线

相对静止的持续时间很长,而湖平面快速下降持续的时间相对较短。在辽河盆地滩海地区早第三纪湖平面升降旋回中,沙三段和东三段沉积时期湖平面升降幅度最大,升降幅度分别达到1 400 m和1 000 m;而其它层序的湖平面升降幅度较小,其中东一段沉积时期湖平面升降幅度最小(图6-8)。在湖平面相对上升最明显的时期,如沙三段和东三段沉积时期,盆地边界断裂燕南断裂、盖洲滩和海南断裂强烈活动,产生了最大幅度的湖平面变化旋回。对湖岸上超点

的湖岸进侵量(水平分量)的研究表明,随着湖平面升降变化,湖岸向陆进侵也存在着明显的变化旋回。在盆地断陷时期形成了层序 A、B,盆地断陷作用明显,造成水体深、沉积范围窄的箕状凹陷格局,所以湖岸上超向陆一侧的迁移量相对较小;而到了盆地发展的断坳阶段,即层序 C、D、E 形成发育的阶段,盆地断裂活动与盆地整体下沉共同作用,形成沉积水体相对较浅、沉积范围较大的断坳型盆地充填序列,湖岸上超点明显地向陆迁移,湖岸上超的水平进侵量达到最大。

三、湖盆的沉积旋回特征

关于沉积旋回分析可以追溯到 19 世纪,但在 20 世纪 70 年代,Vail 等人将沉积旋回的形成与海平面的相对变化联系起来,并且认为,海平面变化旋回在全球可以对比,也就是说,海平面变化旋回并不是由局部构造事件引起的,而是全球海平面升降变化的结果。实际上,中国中新生代陆相湖盆沉积物的垂向演化存在明显的旋回性,这些沉积旋回主要受控于盆地构造活动的多期性、阶段性,受控于湖平面相对变化和沉积物供给的周期性,而不是自旋回沉积作用,所以可依据海相层序地层学理论来研究湖盆旋回性沉积序列。下面以辽河盆地滩海地区下第三系为例来说明陆相湖盆沉积充填序列的旋回特征。

根据辽河盆地下第三系岩性组合、沉积相垂向演化、古水深深浅变化的特点,可以将下第三系划分成周期为百万年级的 6 个沉积旋回,即沙三段、沙一二段、东三段、东二下段、东二上段和东一段沉积旋回(图 6-9)。

地层		地质时间/Ma	层序划分	岩性序列	沉积旋回 粗 细	泥岩颜色 灰绿 灰 深灰	古生物组合	古水深 河流 浅 深	古盐度 淡 咸	古气候 干热湿湿	层序及体系域
渐新统	东一段	24.6 30.8	F				水龙骨单缝孢-松粉属组合				AST LST
	东二上段	32.1	E				广饶小豆介、具角华花介、辛镇华花介、腹刺东营介、波形榆粉-瘤型山龙眼粉组合				HST TST LST
	东二下段	33.5	D								HST TST LST
	东三上段		C				单峰华花介、商河华花介、扁背东营介、精美小豆介、波形榆粉-瘤型山龙眼粉组合				HST TST LST
	东三下段	36.0									
	沙一二段	38.0	B				椭圆拱星介、伸玻璃介、欢喜岭田螺、西营介、麻黄粉属-芸香粉属组合				HST TST LST
始新统	沙三段	43.0	A				中国华北介、惠东华北介、小亨氏栎粉-椴粉属组合				TST LST
	沙四段	45.5					厖实美星介、后退南星介、杉粉属-麻黄粉属组合				

图 6-9　辽河盆地滩海地区下第三系层序划分与沉积旋回

沙三段沉积旋回是在沙四段湖盆开始发育沉积以后又一次湖平面上升时形成的,总体显示下粗、中间细和上粗的复合沉积旋回特征(图 6-9)。沙三段沉积时期,研究区主要发育近岸水下扇、较深湖以及辫状河三角洲沉积体系。沙三段下部为中厚层砾质砂岩夹中薄层灰色泥岩,向上砂岩减薄,泥岩厚度加大,平均砂地比值为0.37,自然电位曲线多响应于齿化的钟形。沙三段中部为中厚层的暗色泥岩夹中薄层浅灰色砾质砂岩和粉细砂岩,平均砂地比值为0.23,

自然电位响应于齿化的平直泥岩基线。沙三段上部为中厚层浅灰色砂岩、砾质砂岩夹中薄层暗色泥岩，向上砂岩厚度加大，平均砂地比值为 0.51，响应于齿化的漏斗形自然电位曲线。

沙一二段沉积旋回是在又一次湖平面升降周期中形成的以近岸水下扇、扇三角洲和较深湖相为沉积特征的、整体显示粗—细—粗的垂向序列(图 6-9)。沙一二段下部以厚层浅灰色砾质砂岩夹薄层暗色泥岩为特征，向上砂岩变薄，平均砂地比值为 0.77。沙一二段中部以中厚层浅灰色砂岩与深灰色泥岩间互为特征，平均砂地比值为 0.50。沙一二段上部以中厚层浅灰色砾质砂岩与灰色泥岩近等厚互层为特征，平均砂地比值为 0.55。

东三段沉积旋回是在湖平面上升幅度较大、水体较深时形成的，主要发育扇三角洲、河流三角洲和辫状河三角洲及较深水湖相沉积，在垂向上构成一个完整的粗—细—粗沉积旋回(图 6-9)。东三段沉积旋回下部以中厚层浅灰色砾质砂岩、砂岩夹中薄层浅灰色泥岩、粉砂质泥岩为特征，向上砂岩厚度具减薄趋势，平均砂地比值为 0.73。东三段旋回中部为中厚层暗色泥岩夹中薄层浅灰色砂岩，平均砂地比值为 0.21。东三段旋回上部为中厚层浅灰色、灰褐色粉细砂岩夹薄层浅灰色粉砂质泥岩、泥岩，向上砂岩厚度加大，平均砂地比值为 0.75。

东二段包含了两个湖平面升降变化旋回，主要沉积类型有河流三角洲、辫状河三角洲和较深水的湖泊沉积。东二下段沉积旋回下部为浅灰色粉砂岩夹深灰色泥岩，平均砂地比值为 0.65；东二段下段沉积旋回中上部为深灰色泥岩夹浅灰色粉砂岩及灰白色砾岩不等厚互层，平均砂地比值为 0.6。东二上段沉积旋回整体具有下粗上细再变粗的变化特征。该旋回下部以中厚层砾质砂岩、粉砂岩夹薄层灰色泥岩为特征，向上泥岩单层厚度加大，平均砂地比值为0.65；东二上段沉积旋回中部发育中厚层灰色泥岩，平均砂地比值为 0.42；东二上段旋回上部发育中薄层浅灰色粉砂岩，向上粉砂岩厚度加大，平均砂地比值为 0.66。

东一段沉积时期，盆地内外断裂活动趋于停止，盆地整体下沉，湖泊水体退出盆地并被河流沉积所占据，形成了由多个间断正韵律所构成的沉积旋回。间断正韵律由不等厚互层中厚层灰色、浅灰色泥岩与中厚层的灰白色砾质砂岩、含砾砂岩、粗砂岩构成，间断正韵律厚度为 8～25 m，平均砂地比值为 0.49～0.55。

第二节　陆相湖盆层序地层学

中国自中生代以来，由于海水大规模退出，陆地面积扩大，发育了数量众多、面积较大的湖泊，如陕甘宁沉积盆地晚三叠世湖泊面积达 9×10^4 km^2。松辽盆地白垩系青山口组一段和嫩江组一段沉积时，湖盆面积分别达到 8.7×10^4 km^2 和 1.5×10^4 km^2。目前中国探明的石油储量和产量有 90%以上均来自中新生代湖盆沉积，所以，从石油地质学和层序地层学观点出发，研究不同类型盆地的沉积特征，对于探讨有利烃源岩和储层发育地区，预测有利的地层圈闭都是很有意义的。

由于湖泊构造特征、地理位置、充填沉积物类型和湖水含盐度的多样性，人们依据不同的研究目的，提出了多种湖泊分类方案。根据湖泊层序地层主控因素分析认为，构造作用和气候变化是控制湖泊生成发展的最主要因素，因此，可根据盆地构造性质、气候特征以及湖泊的地理位置将陆相湖泊划分成 12 种类型(表 6-2)。气候对湖泊的影响以湖水含盐度表示，根据含盐度可将湖泊分为淡水湖和盐湖。在不同类型的湖泊中，由于控制湖泊层序地层构型的主控因素不同，所以就会形成具不同叠置样式的层序地层格架。显然，应在充分考虑控制层序地层的

主要因素的基础上，结合盆地结构和充填物的特征，研究不同类型湖泊的层序地层样式。

表 6-2　中国中新生代湖泊类型(据吴崇筠，1992)

构造特征 / 地理位置 / 湖水盐度	断陷湖泊		坳陷湖泊		断陷-坳陷过渡型湖泊	
	近海湖泊	内陆湖泊	近海湖泊	内陆湖泊	近海湖泊	内陆湖泊
淡水湖	近海断陷淡水湖	内陆断陷淡水湖	近海坳陷淡水湖	内陆坳陷淡水湖	近海断-坳过渡型淡水湖	内陆断-坳过渡型淡水湖
盐　湖	近海断陷盐湖	内陆断陷盐湖	近海坳陷盐湖	内陆坳陷盐湖	近海断-坳过渡型盐湖	内陆断-坳过渡型盐湖

一、坳陷型湖盆层序地层样式

坳陷型湖盆以坳陷式构造为特征，它往往是裂后盆地深部均一整体沉降而形成的，因而整个沉积盆地地形较为平缓和简单。盆地边缘斜坡缺少活动的同生断层，地形较缓，盆地长轴端常发育规模较大的宽缓斜坡，使湖区相对远离物源区。坳陷型湖泊水域整体特征明显，湖泊面积大，深湖区位于坳陷湖泊的中央，虽湖泊深度不及断陷型湖泊，但深湖区面积大，例如松辽盆地白垩系青山口组一段深湖沉积面积占整个湖泊总面积的 80%，湖水深度一般为 30 m。下面将分别讨论坳陷型湖盆层序边界、体系域和层序地层样式。

1. 层序界面特征

确定坳陷型湖盆层序地层样式的关键是如何准确地将相互嵌套的不同级次层序界面划分开来。在覆盖区，如松辽盆地，常以钻井、测井和地震资料，综合考虑构造运动界面、岩性岩相突变以及不整合等标志，来识别不同级次的层序边界(表 6-3)。在层序边界识别过程中，应遵循下述几个原则：① 界面间断原则，即所划分的各级层序内部不应存在比层序边界更为重要的沉积间断面；② 等时性原则，即所划分的各级层序均为同期沉积物的组合体；③ 统一性原则，即所划分的层序应在盆地范围内统一(池英柳，1995)。另外，还应遵循不同资料层序识别的一致性原则，即据不同资料划分的层序边界是一致的，能相互验证。

表 6-3　坳陷型湖盆层序边界的识别标志

资料类别	层序边界识别标志
构造资料	构造运动界面、构造应力场转换界面、大面积侵蚀不整合界面、大面积超覆界面
古生物资料	古生物组合类型和含量的突变、古生物的断带
岩心资料	古土壤层或根土层、颜色和岩性突变界面、底砾岩、湖泛滞留沉积、沉积旋回类型的转化界面、深水沉积相突然上覆浅水沉积相、煤层、准层序组或体系域突变、有机质类型和含量的突变、地化指标的突变
测井资料	自然电位和自然伽马测井曲线突变接触界面、视电阻率的突然增大或降低、地层倾角测井的杂乱模式、密度测井的突变界面
地震资料	地震反射终止现象剥蚀、顶超、上超和下超，地震反射波组的产状，不同的地震反射的动力学特征，不同的地震反射的旋回特点

（1）层序界面在构造和古生物资料上的响应特征

近年来，人们已认识到大地构造背景与地层堆砌样式之间的密切关系，认为阶段性的构造运动是形成高级别层序或称之为构造层序的主控因素。解习农(1996)将沉积盆地演化过程中的构造运动划分为两个级别。其中一级构造运动控制了盆地形成和消亡，构造作用持续时间长，波及范围广，相应的沉积记录为构造层序；二级构造运动是指导致沉降速率变化的构造事件，相应的沉积记录为层序。并以松辽盆地为例将上侏罗统至第四系划分成3个构造层序和11个层序(图6-10)。层序边界在构造资料上的响应分别为古构造运动面、构造应力场转换面、大面积侵蚀不整合面和地层超覆界面。古构造运动代表盆地的基底面或盆地消亡阶段的古风化剥蚀面，通常代表一定规模的构造运动形成的区域不整合面，该不整合面可以在同一区域地质背景的盆地中进行等时对比，如松辽盆地上侏罗统与下伏变质古生界之间的区域不整合面。构造应力场转换面是由于盆地应力作用方式改变导致盆地沉降速率、盆地充填物发生变化的界面，该界面常与盆地内部的局部不整合界面相一致，如松辽盆地下白垩统登娄库组与泉头组之间的不整合面(图6-10)。大面积侵蚀和超覆界面是在盆地边缘出现沉积间断、遭受侵蚀、后期又被上覆地层上超的界面，这种界面往往是个局部性的不整合界面，有时与构造应力转换面相一致。

与较大规模的构造活动界面相一致，古生物化石也会出现较为明显的断带现象，例如松辽盆地上白垩统嫩江组发育的较咸水沟鞭藻 *Dinogymniopsis* 到了四方台组沉积时期已灭绝，并被淡水沟鞭藻 *Adinium* 所代替。这种古生物化石种属的断带现象反映了沉积环境的突然变化。

另外，生活在湖泊滨浅湖环境中的贝壳类生物，死亡以后受湖浪、沿岸流等营力冲刷破碎，形成贝壳碎屑层，其中壳体受到严重破坏，种属难辨且混杂堆积。后来湖平面快速上升，较深水环境的沉积物覆盖在贝壳碎屑层之上，构成准层序、准层序组或层序的边界。同样道理，还可以根据原生植物根迹和陆上以及极浅水的生物遗迹化石来推断当时的不连续沉积界面，进而确定湖泛面或层序边界的位置。

介形虫化石丰度和分异度的变化也被用来判断层序的边界。化石丰度是指化石个体的数量，化石分异度是指生物种属的多样程度。在滨浅湖环境，生物种类繁多，分异度加大；在半深湖和深湖环境，化石丰富但分异度低；在湖岸河流、三角洲沉积环境，化石含量相对少且分异度低。因此，化石丰度和分异度数值的变化可说明最大湖泛面和层序边界的位置。凝缩层是由低速沉积的较深水沉积物构成的，含有丰富的化石，但种属较为单调；层序边界以较高化石丰度和低化石分异度为特征。柴达木盆地第四系介形虫化石丰度和分异度的垂向变化规律很好地说明了层序边界和最大湖泛面存在的位置(图6-11)。

（2）层序边界在岩心资料上的响应特征

岩心资料是分辨率很高的识别层序边界的可靠依据，它可以提供肉眼可以辨认的层序边界识别标志(图6-12)，也可以提供经室内分析化验所获得的层序边界地球化学识别标志(表6-3)。

通过详细的岩心观察，人们可以在岩心上识别反映层序边界的特征，例如几厘米到几十厘米厚的棕褐色、浅灰白色古土壤层或灰白色根土层，具铁质侵染的炭质泥岩；由于湖泛作用形成的厚几十厘米、具冲刷作用痕迹的滞留沉积砾岩和钙质结核；辫状河流棕红色砂砾岩与下伏浅湖浅灰色粉砂质泥岩直接接触，反映了岩性和颜色的突变以及相向盆地方向的迁移；鲕粒灰岩和生屑灰岩与深湖相灰色、深灰色泥岩接触(松辽盆地J17井1 876.4 m；据魏魁生，1996)；

地层单位			厚度/m	沉积柱状图	区域反射界面	沉积体系构成	层序	构造层序	构造幕		盆地演化阶段
第四系Q			140			冲积扇及洪泛平原沉积	III_D	Ⅲ	挤压构造幕	挤压隆升，盆地分化	盆地萎缩分化阶段
上第三系	泰康组N		0~165				III_C				
	大安组N		0~123								
下第三系	依安组E		0~222		T_{02}		III_B				
上白垩统	明水组K_2m		0~576			曲流河–三角洲–滨浅湖沉积	III_A				
	四方台组K_2s		0~113		T_{03}						
	嫩江组K_2n		279~1294		T_1	中型三角洲–大型半深–深湖沉积	II_B	Ⅱ	热沉降构造幕	热冷却导致大面积拗陷作用(二幕)	主要拗陷阶段
	姚家组K_2y		17~218								
	青山口组K_2qn		263~503		T_2	曲流河–大型三角洲–大型半深–深湖沉积	II_A				
下白垩统	泉头组K_1q	4	65~128								
		3	451~672								
		2	212~417								
		1	356~651		T_3						
	登娄库组K_1d	4	134~212			砾质辫状河–三角洲–较大型湖泊沉积	I_D	Ⅰ	引张构造幕	裂后热回沉作用	晚期裂陷阶段
		3	250~621								
		2	309~700								
		1	119~220		T_4						
	营城组K_1y		300~600		T_{4-1}	扇三角洲–三角洲–较深湖沉积(含煤沉积)	I_C			晚期裂陷作用(二幕)	
	沙河组K_1sh		900~>1500		T_{5C}	冲积扇–扇三角洲–三角洲–深湖沉积	I_B				
上侏罗统	兴安岭群		100~600			滨浅湖沉积夹凝灰岩岩	I_A			早期裂陷作用	早期裂陷阶段
			>1000		T_{5B}	火山岩盆地形成或火山角砾沉积	I_0				
变质古生界及前古生界											

图 6-10　松辽盆地中新生代层序地层划分(据解习农，1996)

与层序暴露界面对应的较深水区发育可用鲍马序列描述的浊积岩；较深水沉积直接覆盖在浅水沉积之上；准层序叠置样式的变化，如层序边界之上为准层序的退积叠置样式，层序边界之下为进积式准层序叠置样式；有时煤层也可以作为层序边界的岩性标志等等(图 6-12)。在岩心室内分析资料上也可见到层序界面附近地球化学指标的突然变化，例如，具低值有机碳的灰褐色泥岩与下伏具高值有机碳的灰色泥岩接触，层序边界上下地层微量元素含量发生明显变化等。

(3) 层序边界在地球物理资料上的响应特征

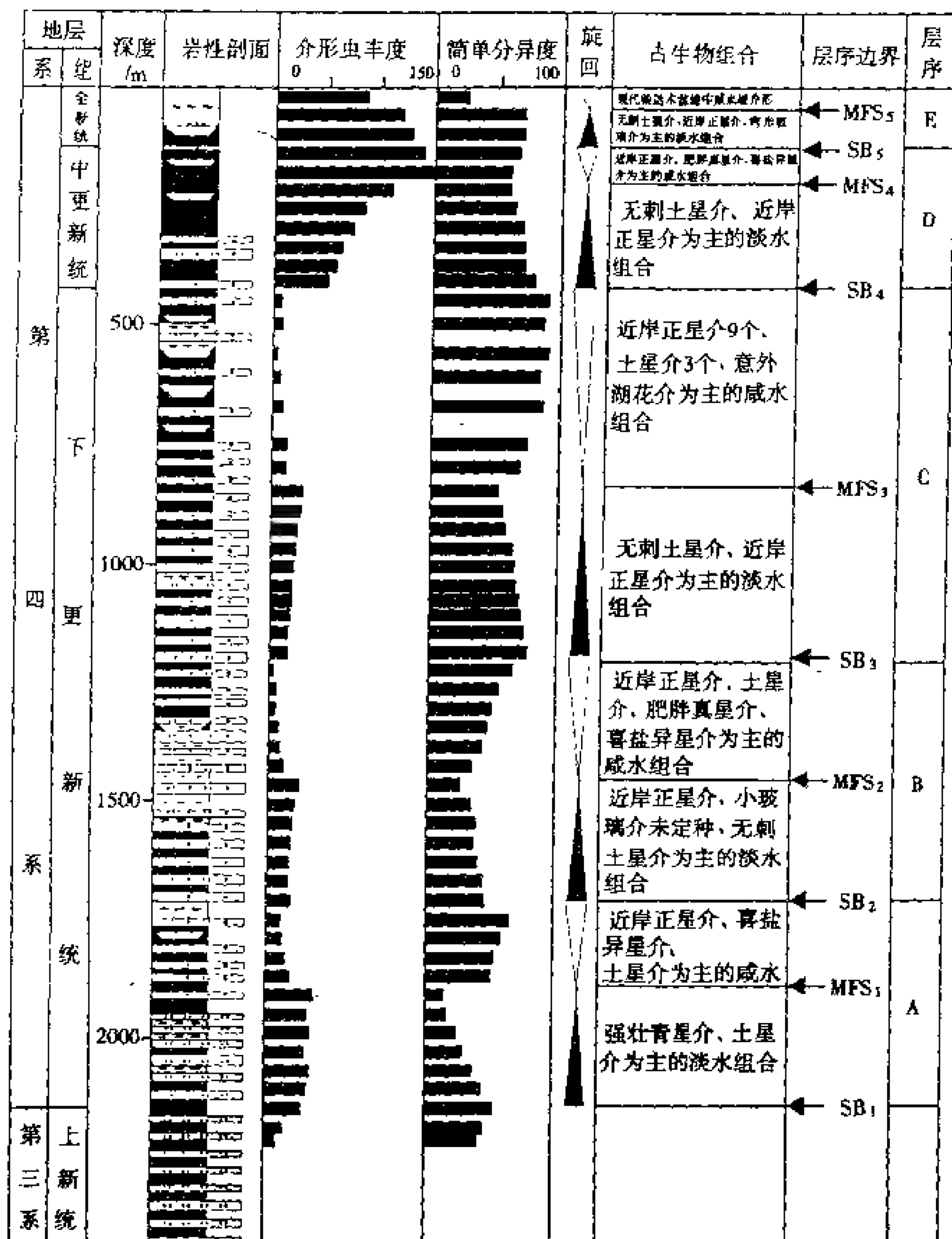


图 6-11 柴达木盆地第四系达参 1 井介形虫丰度和分异度变化规律(据康安,1999)

不同类型的测井资料可以从不同的角度反映层序边界的位置。在建立了岩电关系的前提下,若利用测井资料进行层序地层分析时,一般考虑地层的突变接触方式、测井曲线垂向上的叠置样式的转变、地层倾角矢量模式的无序特点、井下电阻和微电阻率扫描成像识别不整合界面等等。例如辽河盆地龙王 1 井东营组三段层序界面处,电阻率值及其地层旋回的测井响应样式均发生了变化。

地震资料是一种识别层序边界最好的资料,它能通过识别削蚀、顶超、上超和下超地震反射终止关系(图 2-4),地震波动力学特征和地震反射同相轴的产状,在盆地范围识别层序边界位置、层序不整合面的分布范围、层序边界湖岸上超点的迁移规律以及层序的厚度和空间展布、层序界面之上的深切谷规模和位置等等,进而可在地震剖面上划分层序和体系域,例如,可将辽河滩海陆相盆地下第三系地震剖面划分成 6 个地震层序(图 6-13)。

在实际工作中,应充分利用各种资料来识别层序的边界,并进行不同资料层序划分的一致性研究。若仅仅依靠某一种资料划分识别层序,会由于某种资料识别层序的局限性而导致层序

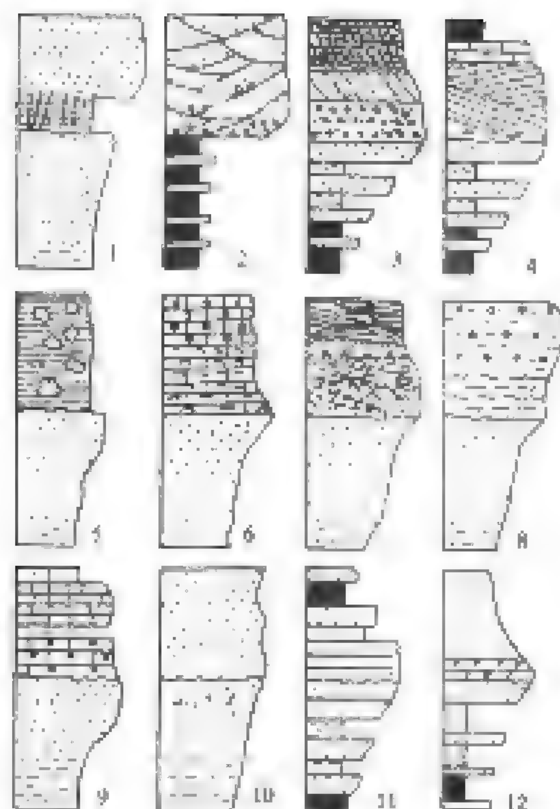


图 6-12　层序边界的岩石标志(据魏魁生，1997)

1—根土层；2—浅水相相覆盖在深水相之上；3—河床冲刷砾岩；4—水进型底砾岩；5—钙质结核；6—上覆风暴岩；7—上覆滞留砾岩；8—上覆滑塌及碎屑流沉积；9—上覆鲕粒；10—上覆胶结作用好的砂岩；11—沉积旋回变化；12—上覆火山岩

划分的错误。

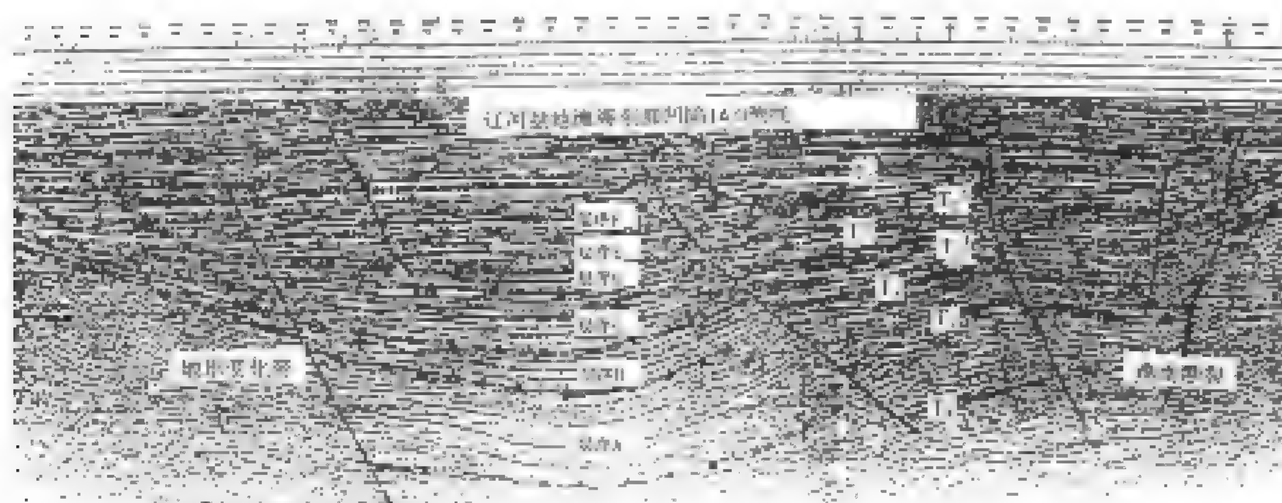


图 6-13　辽河盆地滩海地区第三系层序划分

2. 体系域边界特征

由于坳陷型湖盆地形坡度平缓，不像海相盆地那样发育陆棚坡折带，从而难以像海相盆地那样确定低位、湖侵和高位体系域。因此，在坳陷型湖盆层序地层和体系域研究中，重要的是如何在坳陷型盆地缓坡识别出首次湖泛面和最大湖泛面，进而确定出低位、湖侵和高位体系域。

(1) 首次湖泛面

在坳陷型盆地缓坡确定首次湖泛面或确定像海盆那样的"陆棚坡折带"是困难的。根据坳

陷型盆地的沉积特征，可以从以下几方面来确定首次湖泛面。① 当湖泊水位很低时，原来连成一片的湖盆水体被水下隆起所分隔，形成相对孤立、连通性较差的小规模湖泊，这些小规模的湖泊形态各异，水体深浅不同，规模大小不一，发育河流以及小型三角洲沉积，随着后来湖平面的上升，湖岸上超向陆迁移并趋于使相对分隔的水体连成一片。在这种情况下，可将相邻水体连成一片的同相轴之下的上超点对应的界面称之为首次湖泛面(图 6-14)。② 根据低位体系域和湖侵体系域准层序的叠置样式来确定首次湖泛面的位置。低位体系域以河流沉积为特征，具有典型的河流二元结构，常表现出垂向加积或退积序列，而湖侵体系域以较深水的湖相沉积为特征，常表现出向上泥岩厚度加大的退积式准层序组。③ 首次湖泛面往往与层序界面——不整合面重合，因此，可根据层序边界来推断首次湖泛面的位置。④ 可将坳陷型盆地斜坡带中发育的鲕粒灰岩及介屑灰岩作为小型碳酸盐岩台地，故而可将该台地边缘作为地形坡折，其下的沉积为低位体系域沉积，越过该台地边缘的湖泛面可定为首次湖泛面。⑤ 首次湖泛面附近常存在火山活动物质，常发育根土层，首次湖泛面沉积物常由混杂堆积的生物碎屑、碳屑和钙质结核组成，反映了首次湖泛面期间，较强水动力的湖泛作用。

值得指出的是，并不是在所有的坳陷型盆地中都能够确定最初湖泛面的位置。对于地形平缓、统一的坳陷型盆地，由于缺少地形坡折，所以难以依据地形坡折确定首次湖泛面的位置。对于这样的坳陷型盆地，我们就不能将一个层序划分为低位、湖侵和高位体系域，只能将一个层序划分成湖侵和湖退两个体系域。

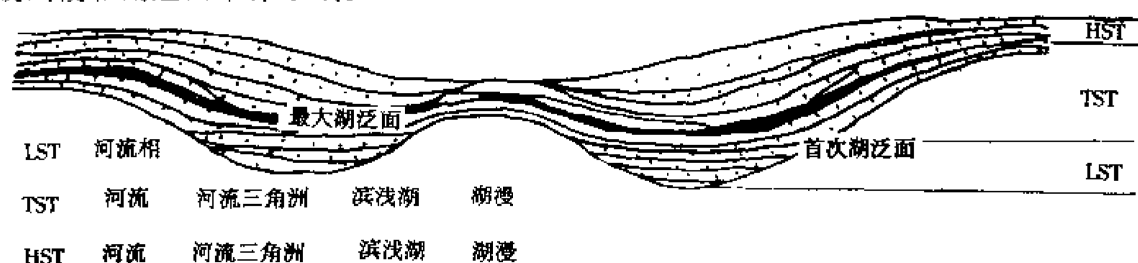


图 6-14 松辽盆地坳陷型湖盆层序地层样式(据萧德铭，1997)

(2) 最大湖泛面

最大湖泛面是指在湖盆演化过程中，海平面达到最高、湖岸上超点达到向陆最远时期所对应的湖泛面，常形成分布范围广、色暗质纯、反映较深水环境的凝缩层。由最大湖泛时期形成的松辽盆地凝缩层具备以下特征(据魏魁生，1996)：① 凝缩层由深灰色、灰黑色泥页岩、油页岩组成。暗色泥岩多由伊利石构成，含莓状黄铁矿和白云石等自生矿物。② 凝缩层内微体和超微化石丰度高且分异度大。凝缩层微体化石的纵向分布具有规律性和对称性，即自下而上依次为介形虫灰岩—小型叠锥状叠层石—化石丰度低值带—介形虫富集带—介形类与叶枝介混生—叶枝介富集至混生带—介形类、藻类及叠锥状叠层石—超微化石高值带。③ 在测井曲线上，生油密集段常以高自然伽马、低电阻率、平直自然电位为特征。④ 在地震反射剖面上，凝缩层响应于强振幅、高连续、分布广泛的地震反射，其上往往存在上覆层的系列下超点(图 6-14)。⑤ 凝缩层有机碳含量高，自盆地中央向陆地方向有机碳含量有减少的趋势等。

3. 坳陷型盆地层序地层样式

(1) 能够确定初次湖泛面的坳陷型盆地层序地层样式

在某些坳陷型陆相湖盆中，可以依据多种标志确定首次湖泛面和最大湖泛面的位置，进而便可在坳陷型湖泊层序中识别出低位、湖侵和高位体系域(图 6-14、6-15)。

低位体系域是在湖平面下降速率大于盆地构造沉降速率时，湖平面下降到较低部位，以至

于连成一片的水体出现分隔状态时形成的体系域。在低位湖平面一侧，出露地表的盆地缓坡发育冲积扇、河流沉积，可形成深切谷；在低位湖岸线附近可出现小规模的三角洲或扇三角洲沉积；而在低位湖盆水体中，可发育由洪水作用形成的洪水型浊积扇或由三角洲前缘滑塌形成的浊积扇，进而构成类似于具陆棚坡折海相盆地低位体系域的盆底扇、斜坡扇、低位楔状体及陆上暴露不整合界面(图 6-15)。

湖侵体系域是在气候温暖潮湿、洪水频繁发生、湖平面升降速率大于沉积物供给速率或由于盆地基底快速沉降、可容空间不断增大的情况下形成的。湖侵体系域可形成于两种沉积背景。一是湖平面缓慢上升，可容空间增加的速度略大于沉积物供给的速度，此时发育滨浅湖滩坝沉积体系和水进型三角洲沉积体系；二是湖平面快速上升，可容空间增加的速度明显大于沉积物供给速度，盆地处于缺氧饥饿状态，此时，可发育洪水型浊积扇、广泛分布的较深水暗色泥岩以及可能的湖侵期碳酸盐岩(生物碎屑灰岩)(图 6-15)。

高位体系域是在湖平面上升速度变缓、保持静止不动和开始下降时期形成的。此时沉积物的供给速度不断增加，因而可容空间逐渐变小，形成了一系列进积式沉积。在高位体系域发育的早期，可容空间仍旧较大，因而携带陆源碎屑物质的洪水入湖后快速沉积，形成浊积扇。但是，高位体系域中最典型的沉积体系是水退型三角洲沉积。由于湖平面相对下降，可容空间减小，三角洲快速向湖盆中央推进，在其前方可发育三角洲前缘滑塌成因的浊积扇。到了高位体系域发育的晚期可出现河流和冲积扇沉积(图 6-15)。

(2) 不能确定首次湖泛面的坳陷型盆地层序地层样式

在某些坳陷型盆地中，由于缺少地形坡度的明显变化以及缺乏确定初次湖泛面的其它标志，只能在该类盆地中确定出最大湖泛面，进而将该类盆地中的一个层序划分成水进和水退体系域或称为湖侵和湖退体系域。

对于难以确定首次湖泛面的坳陷型盆地层序地层分析来说，其关键就是在确定层序边界的基础上，确定最大湖泛面的位置。一般来说，与最大湖泛面对应的凝缩层常是由质纯、粒细、色暗的深水环境沉积物构成的，它富含有机质和生物化石，发育页理或季节纹理，可见自生黄铁矿等矿物。在地震剖面上，它不仅对应于滨岸最远的向陆上超点，而且向盆地中央方向具有明显的下超反射结构。在测井曲线上，凝缩层表现出高伽马值泥岩等。进而，依据层序边界和最大湖泛面的位置，结合岩性、岩相、准层序叠置样式以及相对湖平面升降变化特征，可以将某一个层序划分成水进和水退体系域。水进体系域底界为层序边界，顶界为最大湖泛面，以湖泊水体不断扩张为特征；水退体系域底界为最大湖泛面，顶界为层序边界，以湖泊水体不断收缩为特征。

柴达木盆地第四系可被划分成由水进和水退体系域构成的 5 个层序，层序周期为(20 ～ 60)×10^4 a。水进体系域多由浅灰色粉砂岩、泥质粉砂岩、泥岩及鲕粒碳酸盐岩组成。砂岩中发育小型波状层理和生物钻孔，螺蚌化石丰富完整；泥岩中具水平纹层以及层面生物扰动构造。在垂向上，表现为向上砂岩减少、泥岩增多、砂泥比值降低的退积式准层序组，单个准层序厚 10～20 m 左右。一个水进体系域可以包括 2 ～3 个退积式准层序组，沉积环境多以浅湖为主。水退体系域的主要岩性为浅灰色粉砂岩、泥质粉砂岩、棕灰色泥岩、炭质泥岩和薄层泥灰岩，砂岩中发育小型板块和波状交错层理，见有垂直虫孔。螺蚌化石丰富但多为碎片，含有层状植物化石。在垂向上，向上砂岩逐渐增多，泥岩减少，砂泥比值加大，构成进积式准层序组，其中的准层序厚度为 5～20 m。有时，当物源供给不是十分充足时，水退体系域对应的沉积环境多为滨湖和沼泽(图 6-16)。

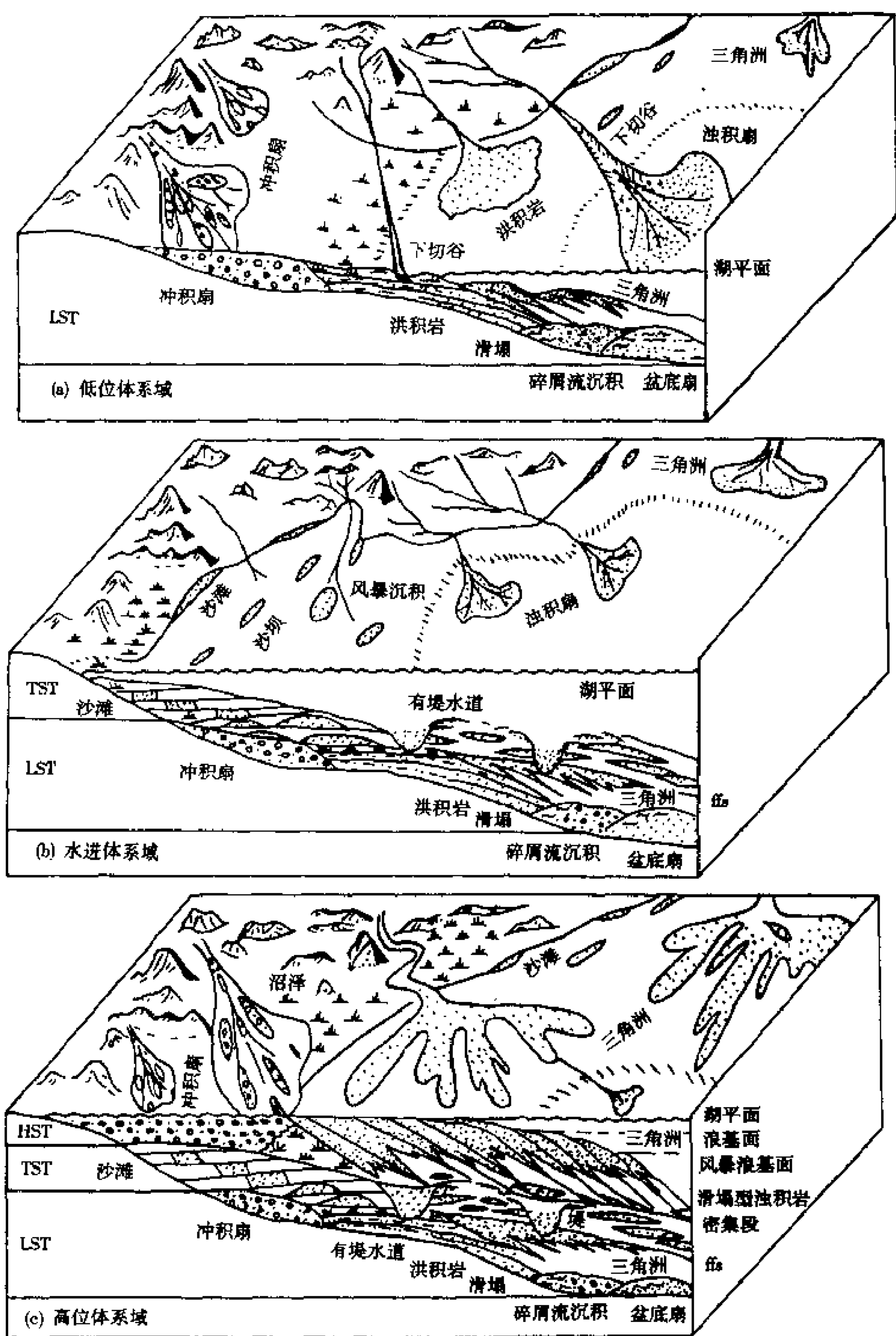


图 6-15 松辽盆地坳陷型湖泊体系域特征(据魏魁生,1996)

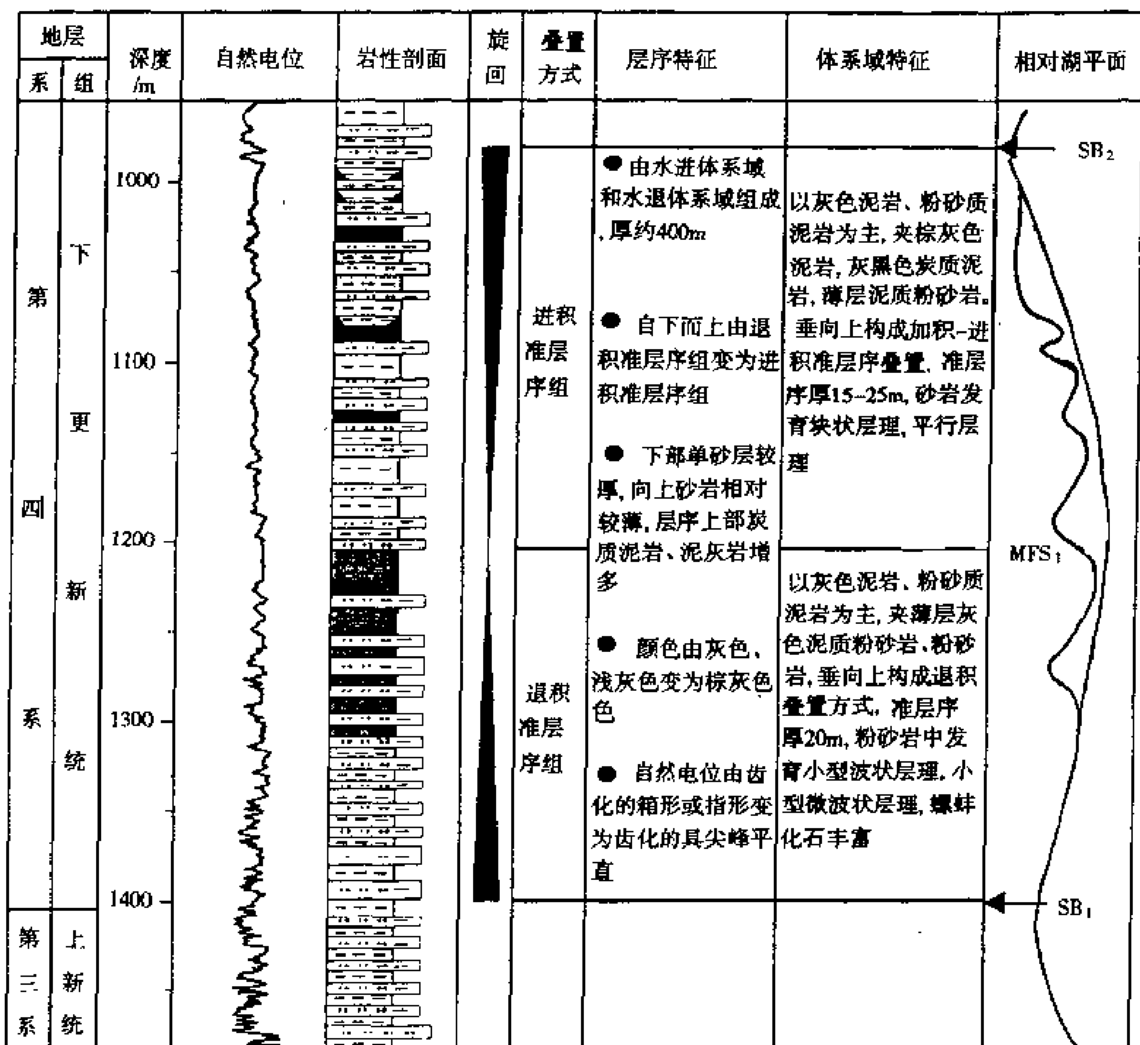
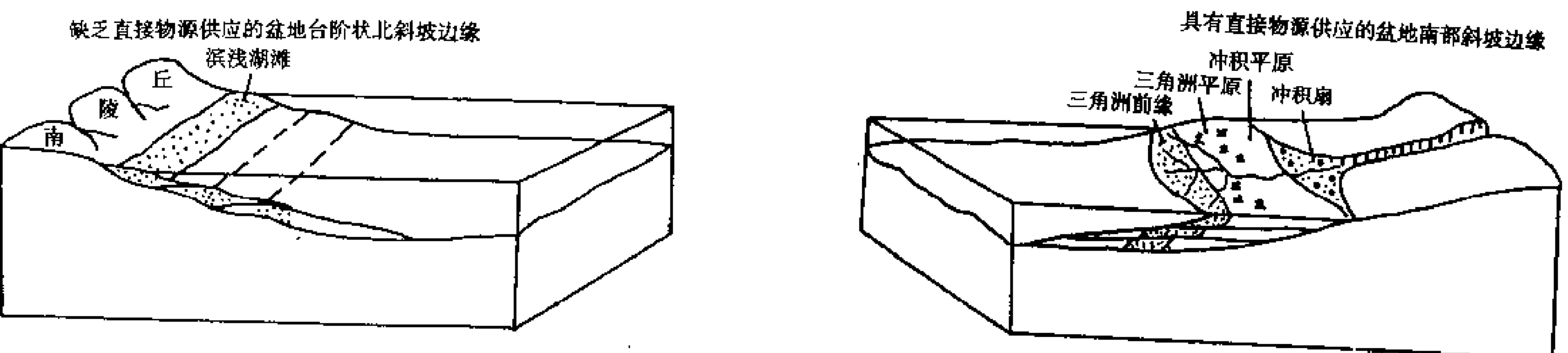


图 6-16 柴达木盆地涩 23 井第四系层序 A 体系域特征(据康安，1999)

柴达木盆地第四系层序的形成主要受控于 5 个构造旋回。构造活动的剧烈与平静交替影响了相对湖平面的升降变化和可容空间的大小。气候波动周期为(8～10)×10^4 a，它影响了湖盆的降水量和蒸发量。这种频繁变化的古气候使得湖平面不断处于上升或下降状态中，进而形成地层进积序列和退积序列的重复叠置，故可利用最大湖泛面将单个层序划分成水进体系域和水退体系域。水进体系域是在构造活动比较强烈、物源供给充足、蒸发量小于降雨量、湖平面相对上升时形成的。在具有直接物源供给的地区，发育了冲积扇、河流三角洲和湖泊沉积体系，而在缺乏直接物源供给的地区，则发育了偏砂质的滨浅湖沉积体系(图 6-17)。水进体系域常由 2～3 个退积式准层序组构成，三角洲和滨浅湖砂体较发育，横向较连续，构成有利的储层。水退体系域是在构造活动比较平稳、物源供给量减少、蒸发量变大、相对湖平面下降时形成的。在缺乏物源供给的沉积区，形成大面积的滨湖沼泽相炭质泥岩和棕灰色泥岩，有时发育鲕粒滩，垂向上呈加积或进积地层叠置样式；在有直接物源供给的沉积区，发育了冲积扇、河流三角洲和湖泊沉积体系，垂向上构成进积式准层序组。由于物源供给少，水退体系域砂体单层厚度薄，砂体不太发育，但鲕粒滩可以构成良好的储层(图 6-18)。

4. 坳陷型湖盆层序地层样式与油气勘探

层序地层研究不但强调盆地内地层的叠置关系，而且也重视将层序地层学研究成果应用于油气勘探中，寻找有利的勘探目标。根据坳陷型湖泊层序样式(图 6-14、6-15、6-17、6-18)可



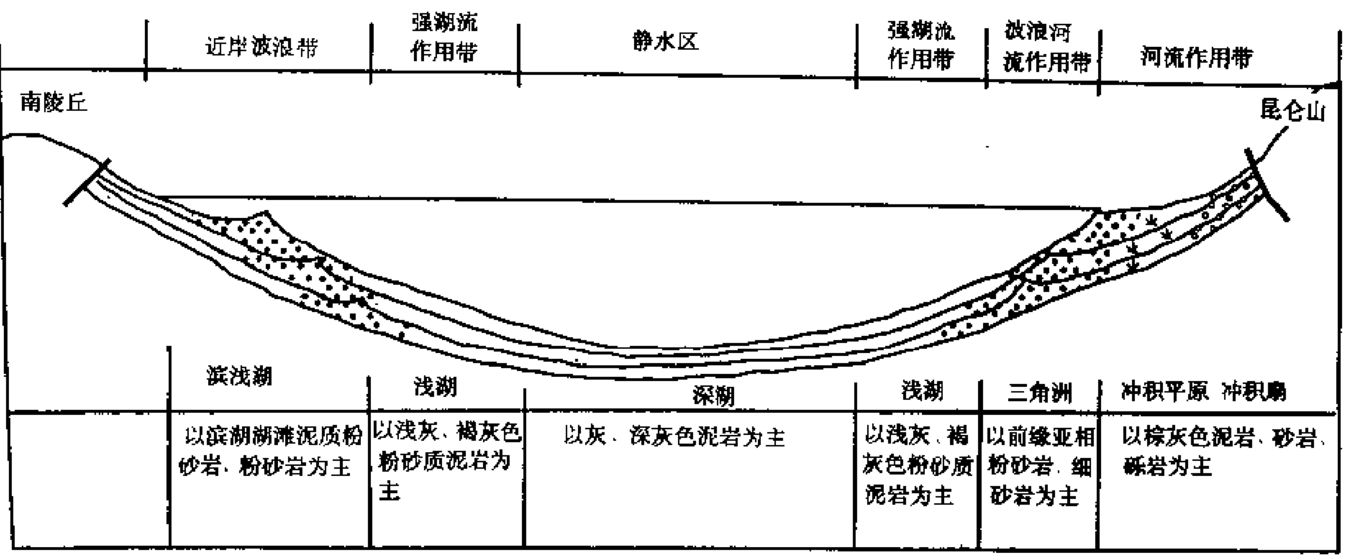


图 6-17 柴达木盆地第四系水进体系域样式(据康安,1999)

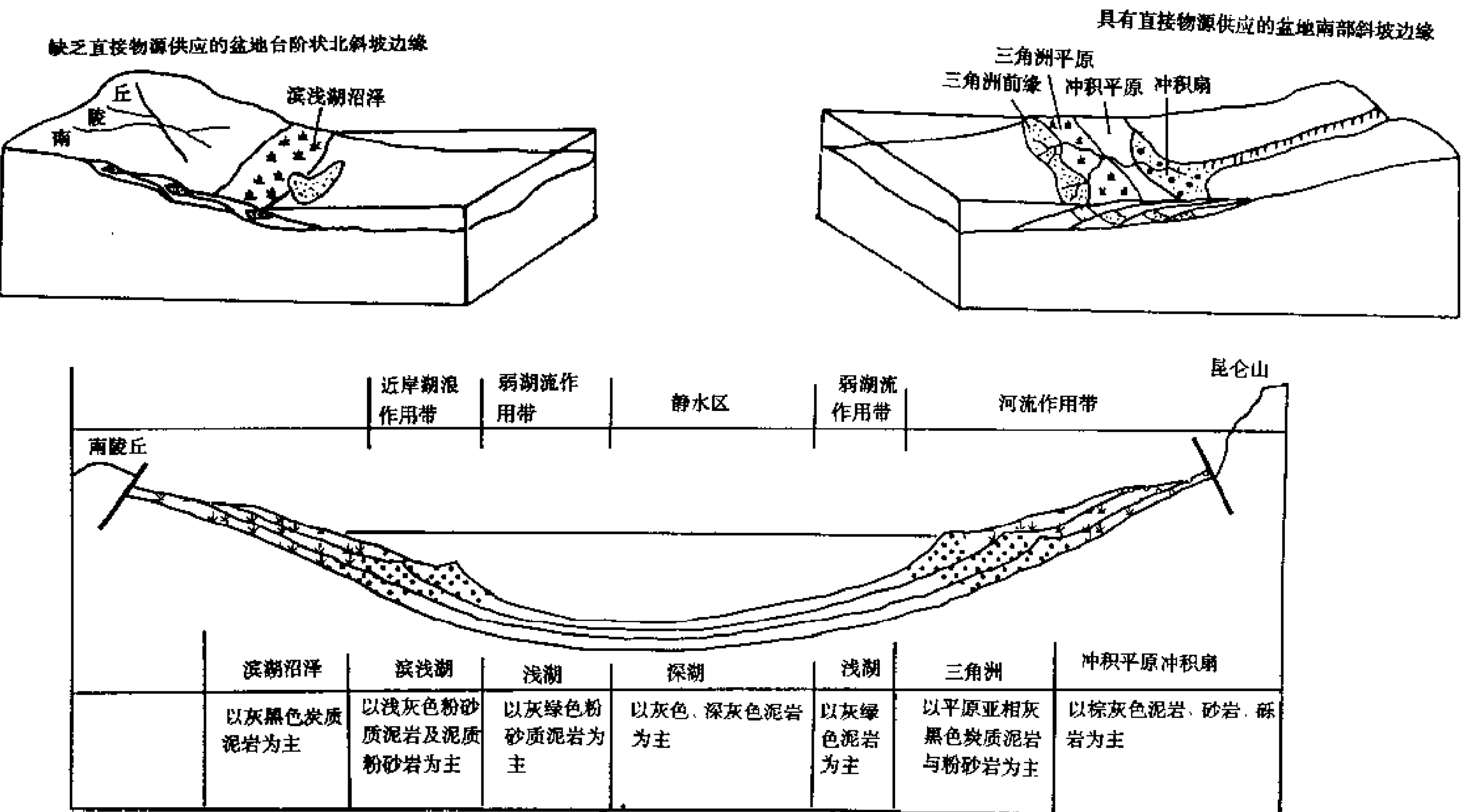


图 6-18　柴达木盆地第四系水退体系域样式(据康安,1999)

以发现，由于湖平面升降变化和可容空间变化速率的差异，不同的体系域类型与烃源岩、储集层以及圈闭的发育存在不同的关系（表 6-4、6-5）。

表 6-4 坳陷型盆地低位、湖侵和高位体系域与油气圈闭的关系（据魏魁生，1996）

埋藏深度/m	孔隙性质	储集层	生油	封闭	运移	圈闭
<1 700	原生孔隙发育	LST：辫状河道；TST：滩坝、网状河道；HST：曲流河道三角洲	来自下方深部生油层	顶部常有泥岩封闭，侧向封闭多变	垂向二次运移（通过断层）	构造圈闭
1 700～2 800	混合成因孔隙发育	LST：改造的冲积扇、水道及河道砂；TST：滩坝、浊积砂颗粒流砂、浅滩；HST：扇三角洲及三角洲前缘、河道砂	来自下方生油层	LST 及 TST：孤立砂体封闭性好，连续砂体顶部密集段为盖层，侧向及底部多变；HST：洪泛面常为盖层，侧向渗漏	垂向运移	LST 及 TST：孤立砂体形成地层圈闭，连续砂体要配置构造圈闭；HST：构造圈闭最佳
2 800～3 800	次生孔隙发育	LST：某些重力流沉积、洪积岩；TST：洪积扇、湖底扇、碳酸盐岩浅滩；HST：扇三角洲及三角洲前缘	LST 及 TST：顶部及侧向生油层良好；HST：产气和贫油的同期生油气岩，一般好油源在底部或深部	LST 及 TST：顶部封闭性好，侧向及底部多变；HST：底部封闭性好，洪泛面为顶部盖层，侧向渗漏	密集段生油向下或侧向运移；HST：好油源为垂向运移	LST 及 TST：地层圈闭或复合圈闭；HST：与构造圈闭有关
3 800～5 600	次生孔隙减少，裂缝可见	LST：某些重力流沉积、洪积岩；TST：洪积扇、湖底扇、碳酸盐岩浅滩；HST：扇三角洲及三角洲前缘	LST 及 TST：顶部及侧向生油层良好；HST：产气和贫油的同期生油岩，一般油源在底部或深部	LST 及 TST：顶部封闭性好，侧向及底部多变；HST：顶部封闭性好，洪泛面为顶部盖层，侧向渗漏	密集段生油向下或侧向运移；HST：好油源为垂向运移	LST 及 TST：地层圈闭或复合圈闭；HST：与构造圈闭有关
>5 600	次生孔隙渐次消亡，裂缝局部发育，具随机性	裂缝可形成于各种岩石中	生湿气和凝析油	封闭性好	侧向或垂向运移	构造圈闭或非构造圈闭

表 6-5 坳陷型盆地水进和水退体系域与油气圈闭关系（据康安，1999）

体系域	生气层	储集层	盖层	运移方式	圈闭
水进体系域	顶部最大湖泛面对应的凝缩层	滨浅湖砂体以及三角洲砂体	凝缩层和其它时期湖泛泥岩	垂直运移	同生背斜以及地层岩性与断层组合的圈闭
水退体系域	滨湖沼泽炭质泥岩	滨浅湖细粒砂岩和细砂岩	湖泛泥岩及膏岩层	垂直运移	同生背斜以及地层岩性与断层组合的圈闭

低位体系域是在湖平面下降到最低并开始上升时形成的。低位体系域虽缺少良好的烃源岩，但低位三角洲砂体和重力流成因的砂体临近烃源岩，若埋深较浅，孔隙度和渗透率等储集物性较好，可形成侧向砂体尖灭的地层油气藏。低位体系域深切谷河道砂岩侧向相变快，常上覆湖泛期的泥岩，若有较充分的油源供给，可形成富集油气的地层油气藏。低位体系域沉积时期大面积出露地表形成的不整合面不但是良好的油气运移通道，而且可以形成次生溶孔发育的储集层，进而形成与不整合面相关的地层油气藏(图 6-19)。

湖侵体系域是在湖平面较快上升时形成的。随着湖平面的持续上升，湖岸砂不断受到波浪的淘洗，形成分选和磨圆均较好的沿岸砂坝储集层，向盆地方向，它上覆的地层是与密集段相关的优质烃源岩和盖层，可形成砂体向陆方向尖灭的或滩坝砂体侧向尖灭的油气藏，如松辽地区斜坡 Ta2 井上倾尖灭地层油气藏(据魏魁生，1996)。在湖侵体系域发育期间，由洪水作用形成的重力流也可在较深水区形成浊积砂体。该砂体完全位于优质烃源岩之中，自身储集物性较好，易形成地层油气藏(图 6-19)，如松辽盆地古龙凹陷湖泛期浊积砂体已获得工业油流。

高位体系域中具代表性的沉积体系是进积型三角洲，其以沉积速率快、砂体发育为特征。三角洲前缘砂体受河流、湖泊等多种河流作用改造，细粒沉积物被淘洗干净，从而形成储集物性良好的储集体。该储集体下伏优质生油密集段，上覆湖泛面泥岩，加之又发育同生断层和逆牵引背斜，从而易形成地层油气藏以及地层与构造配置的油气藏。另外，由于进积三角洲不断向湖盆中央推进，三角洲前缘界面不断变陡，其沉积物易向前滑塌形成规模不大但储集物性良好、又被烃源岩包裹的地层油气藏(图 6-19)。

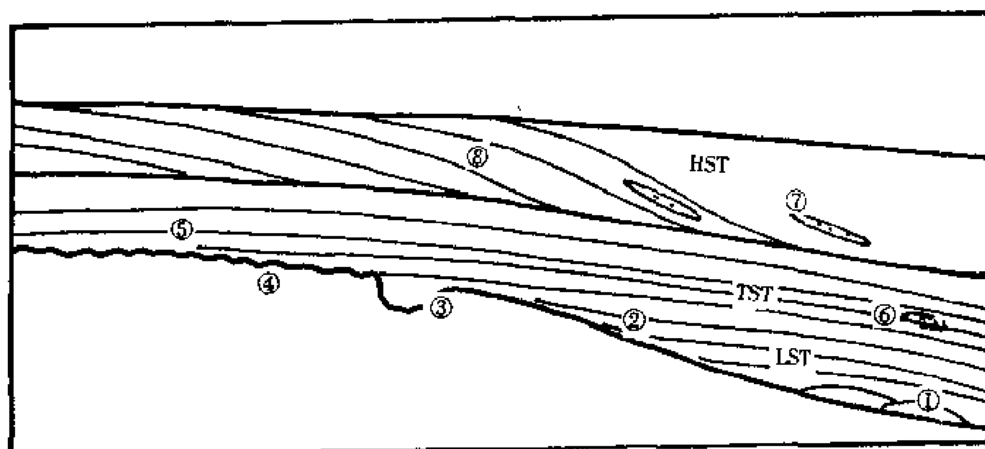


图 6-19　松辽盆地坳陷型层序地层与地层圈闭关系

①—盆地扇；②—低位三角洲前缘；③—深切谷；④—不整合面；⑤—湖侵滩坝或上倾尖灭；⑥—湖侵浊积扇；⑦—高位滑塌浊积扇；⑧—高位三角洲前缘

对于层序被划分成水进和水退体系域的坳陷型盆地油气勘探来说，首先要明确烃源岩发育的部位。水进体系域最大湖泛面对应的凝缩层不仅有机质含量较高，而且分布面积广，沉积厚度可达到数十米，构成最重要的烃源岩。水退体系域滨湖沼泽炭质泥岩也可构成良好的烃源岩。滨湖沼泽中草本植物和水生植物及藻类均繁盛，可形成富含有机质的数十层炭质泥岩，构成较为重要的烃源岩。有利的储集层主要发育于水进体系域的三角洲砂体和滨浅湖砂体之中。因为在水进体系域发育时期，淡水注入量大于湖盆水体的蒸发量，物源供给较为明显，三角洲砂体和滨线湖砂体不仅单层厚度较大，而且层数多，可形成良好的储层。水退体系域由于淡水注入量小于湖水蒸发量，在缺少陆源碎屑注入的地区，形成了原生孔隙极为发育、杂基含量很少、滩坝成因的鲕粒砂岩，尽管其分布相对局限，但这类储层的物性却很好。盖层的分布与发育与烃源岩分布是密切相关的，最大湖泛面对应的凝缩层段主要是由较深湖相暗色泥岩和滨浅

湖相浅灰色、棕灰色泥岩构成的，其单层厚度可达几十米，分布面积可占全沉积盆地的 90%以上，构成了良好的区域性盖层（表 6-5）。实际上，水进体系域沉积地层砂泥岩交互，形成了生、储、盖层的频繁交替，有利于烃源岩生成的油气直接进入到富砂质的滨浅湖和三角洲前缘砂体之中，在构造圈闭遮挡下，形成油气藏。

在根据层序地层学研究成果预测有利地层圈闭的实际工作中，应充分注意利用多种原始资料，对年代地层格架内的沉积体系进行成藏条件分析，结合储层成岩作用的研究成果和石油地质及经济评价的研究成果，预测或确定有利的地层圈闭发育区和有效的勘探靶区。

二、断陷型湖盆层序地层样式

断陷型湖盆的生成发展受控于盆地边界的同生大断裂活动。若盆地两侧均发育边界同生断层，则形成地堑型陆相盆地。若盆地一侧存在阶段性活动的边界同生断层，则形成箕状型陆相盆地。中国中新生代的断陷盆地多具箕状结构，由于盆地边界断层和盆内同生断层活动的差异性，造成了盆地结构和地形坡度的不同。盆地陡坡邻近盆地边界同生深大断裂，由于该边界断裂断面陡（可达 30°～50°），落差大（可达千米），所以盆地陡坡的宽度窄，水深变化在这个地区表现得较明显。陡坡区地层的堆砌样式主要受控于盆地边界断层的阶段性活动。盆地缓坡区缺少较大规模的同生断层活动，缓坡宽度大，地形相对平缓，构造活动弱，所以湖平面的相对变化对缓坡区地层堆砌样式有较大的影响。盆地中央深洼区是盆地的沉积中心，以地势平缓、沉积物粒度细、分布广为特征，其地层堆砌样式主要受湖平面升降的影响。在盆地的中央地带，由于盆地边界断层的差异活动，其底滑脱形成中央隆起带。中央隆起带两侧多为较深水沉积，当湖平面下降幅度较大时，可出露地表遭受风化剥蚀。显然，中央隆起带的地层堆砌样式不但受基底构造沉降的影响，而且受湖平面升降变化的影响。

断陷型湖盆不但具有地形变化大、盆地结构相对较复杂的特点，而且临近物源，沉积中心往往与沉降中心相吻合，盆地内岩性和沉积厚度变化快，相带窄。在断陷湖泊发育的早中期，盆地沉降快，湖水深，深湖区占盆地总面积的比例较大，如渤海湾盆地可达 60%～90%，湖水深度可超过百米。在断陷湖盆发育的晚期，由于沉积物的充填和区域性抬升活动，湖底逐渐变平，湖水变浅，盆地由断陷向坳陷转化。显然，由于断陷湖盆发展的差异性以及盆地结构的复杂性，造成断陷盆地各部位地层堆砌样式的主控因素有所差异，因此，应根据盆地的结构，按地貌单元的特点来分析断陷湖盆的层序地层堆砌样式。开鲁盆地陆家堡凹陷是在海西褶皱基底上发育起来的中生代箕状凹陷，具有较典型的箕状盆地结构和多种多样的沉积体系类型，故下面将以开鲁盆地陆家堡西侧凹陷为例，来说明箕状凹陷的层序和体系域特征，讨论箕状凹陷层序地层样式。

1. 层序和体系域边界特征

(1) 层序边界特征

准确合理地划分层序，其关键是如何准确地识别和追踪层序的边界。实际工作中，我们常以下述依据来划分层序。① 依据地震反射终止关系识别分布面积较大的地层不整一关系，特别是以构造运动形成的不整合界面为层序界面（如姚家组与阜新组之间的不整合面）建立等时地层格架；② 厚度薄、分布范围较小的古土壤层、根土层或风化壳；③ 古生物化石断代或灭绝之处；④ 地震反射剖面上的上超点向盆地中央的迁移；⑤ 地层颜色、岩性、粒度、沉积相、电测曲线的垂向突变以及地层产状的不一致（图 6-20、表 6-6）。总之，要综合利用不同类型的资料来识别层序的边界。

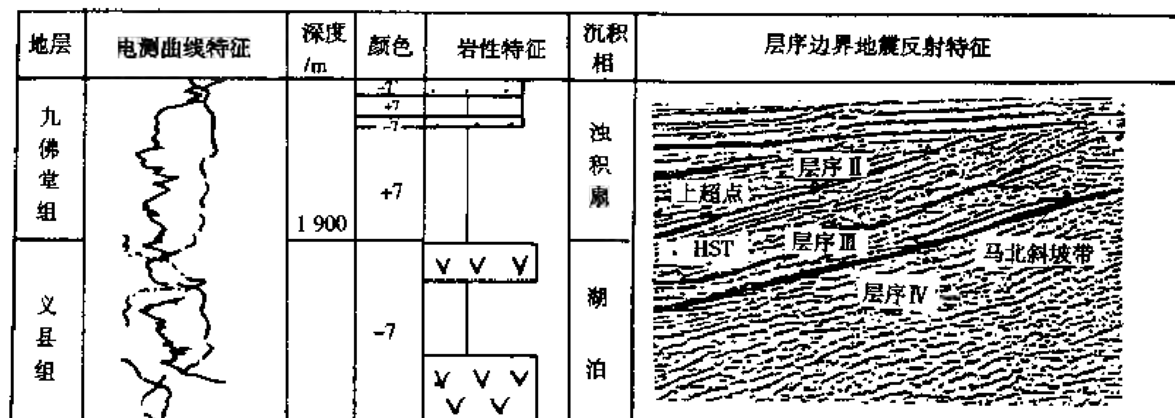


图 6-20 陆西凹陷层序边界的部分识别标志(据陆参 3 井和 114.8 测线)

表 6-6 陆西凹陷上侏罗统层序界面特征表

层序边界		岩性特征	电测曲线特征	沉积相	古气候
SB_1	白垩系	砂砾岩	自然电位为高幅箱状，视电阻率为高幅锯齿状	河流相	干旱
	阜新组	灰色泥岩夹薄层粉砂岩、泥质砂岩	自然电位低值平直段，视电阻率为低幅锯齿状	浅湖相	温暖潮湿
SB_2	阜新组	泥岩夹薄层粉砂岩	自然电位平直段，略有起伏；视电阻率为低幅锯齿状	浅湖相	温暖潮湿
	沙海组	泥岩与薄层粉细砂岩互层	自然电位为低值指状或平直段；视电阻率为中幅锯齿状、指状	半深湖	温暖潮湿
SB_3	沙海组	泥岩与细砂岩、粉砂岩互层	自然电位为箱状、指状，视电阻率为中幅锯齿状、指状	半深湖	温暖潮湿
	九佛堂组	砂砾岩夹薄层泥岩或厚层砂岩夹泥岩	自然电位为箱形、钟形，视电阻率为高幅锯齿状	半深湖	干旱
SB_4	九佛堂组	砂砾岩夹薄层泥岩	自然电位呈钟形、箱形，视电阻率为高幅锯齿状	浅湖	温暖湿润
	义县组	火山岩、火山碎屑岩与泥岩互层	自然电位呈高幅箱形		

(2) 体系域边界特征

在确定层序边界的基础上如何将层序内部的不同体系域区分开来，其关键就是确定体系域的边界。最大湖泛面和初次湖泛面是在一个层序内部分别将高位体系域和湖侵体系域、湖侵体系域和低位体系域分开的界面。对于缺少明显地形坡折带的陆相盆地来说，如何有效地将最大湖泛面和初次湖泛面识别出来一直是人们关注的问题。下面根据陆西凹陷具体盆地结构，就此问题进行讨论。

初次湖泛面是在湖平面下降到最低点后，由于受盆地构造作用、气候变化等因素影响使湖平面又再次上升的第一个湖泛界面。对于海相层序地层学来说，常将处于低位的海平面上升越过陆棚坡折带的第一个海泛面称之为首次海泛面。对于开鲁盆地陆西凹陷来说，马家铺高垒带

前缘是一个缓坡与深洼区的过渡地带，在地形上有一个比较明显的变化带，我们将从低位状况首次越过这个地形变化带的湖平面称为首次湖泛面（图 6-21）。首次湖泛面的确定依据如下：①存在首次越过地形变化带的第一个湖岸上超点对应的界面，这个上超点可以超覆在前一个层序顶界面之上，这是识别首次湖泛面最重要的标志。②存在湖泛滞留沉积，当湖泛面初次大幅度上升时，湖平面越过地形变化带，冲蚀改造河流沉积物，残留下较粗粒的沉积物。③沉积相类型发生突变，第一个上超点附近多为滨浅湖或三角洲沉积，而首次湖泛面之下多为冲积沉积。④准层序的叠置样式发生变化，首次湖泛面之下的准层序多为进积式叠置样式，而首次湖泛面之上的准层序多为退积式叠置样式。⑤沉积物的颜色、岩性、结构和古生物组合发生变化等（图 6-21）。

最大湖泛面是在盆地基底下沉明显，湖平面上升达到最大位置时形成的沉积界面。随着湖平面的快速上升，可容空间快速加大，湖岸线不断向陆地方向迁移，相对于可容空间增长来说，沉积物供给速率较低，盆地处于欠补偿状态，缺乏大量的粗碎屑沉积，而以机械悬浮沉积和化学沉积为主。因此，在陆相层序地层学研究中，识别最大湖泛面的依据如下：①一个层序中的最远湖岸上超点对应于最大湖泛面的位置，最大湖泛面对应的位置之上常存在上覆沉积层的系列下超点。最大湖泛面对应的地震反射界面常由 2～3 个强振幅、高连续的反射同相轴组成，在全区稳定分布，形成地震反射标志层（图 6-22）。②岩石类型单一，常是厚层质纯的暗色泥

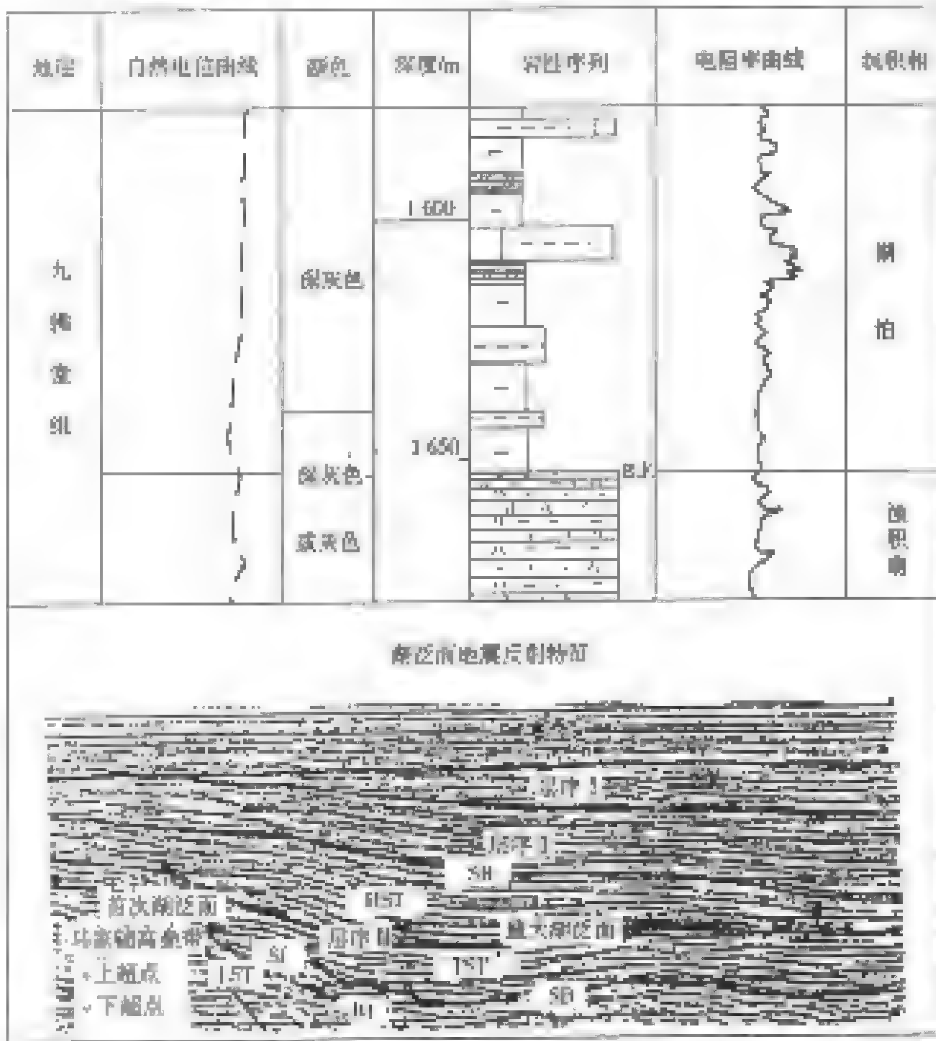


图 6-21 首次湖泛面及其识别标志（据陆参 3 井和 704.8 测线）

岩、油页岩或泥灰岩，其中常发育反映稳定沉积环境的水平层理。③ 最大湖泛面沉积物中富含较深水环境的介形虫化石。④ 湖泛最大时期，湖盆边缘被沼泽化，形成泥炭层或煤层，因此可将泥炭层或煤层作为最大湖泛面的识别标志。⑤ 最大湖泛面上覆沉积序列与下伏沉积序列不同。最大湖泛面之下准层序常呈退积式叠置样式，而最大湖泛面之上准层序多呈进积式叠置样式。⑥ 最大湖泛面沉积物有机质丰度高，常构成主力烃源岩，因此，有人将最大湖泛面对应的沉积称为生油密集段。⑦ 具有明显的电测曲线典型响应，自然电位多为低值平直基线，视电阻率曲线呈低幅尖刀状、锯齿状(图 6-22)。

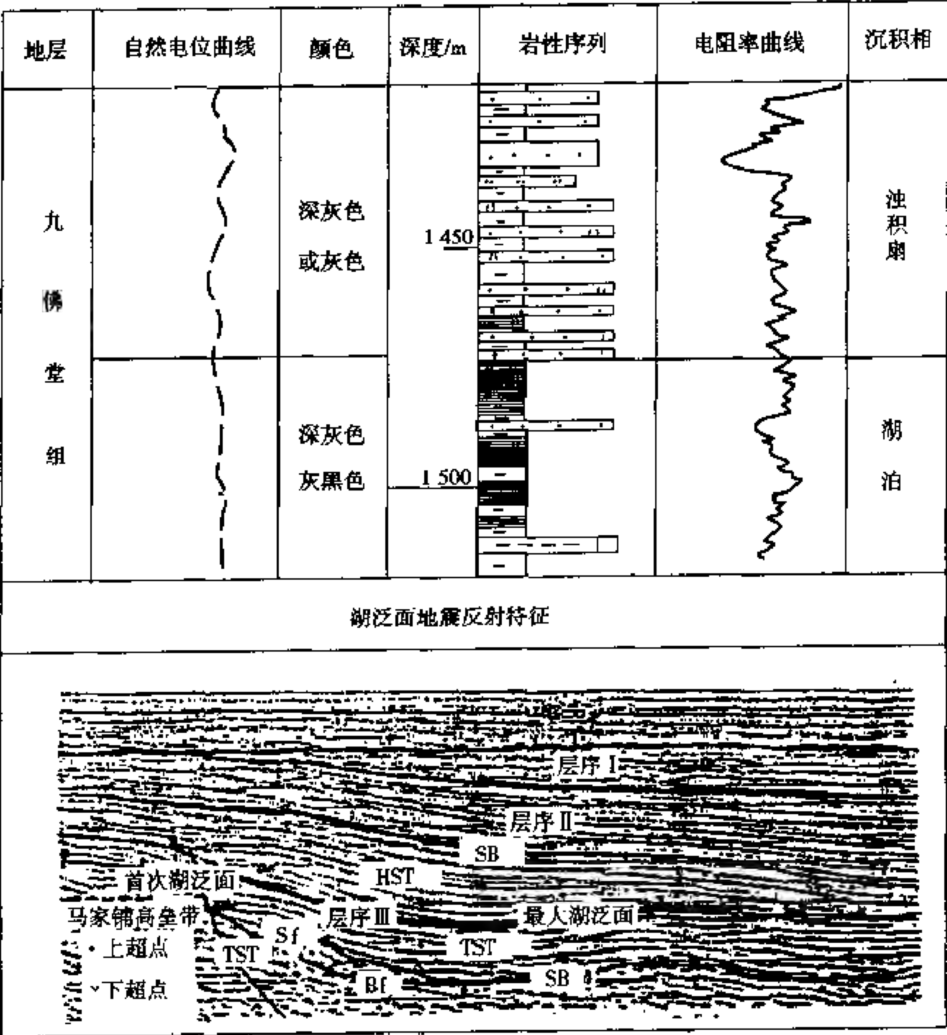


图 6-22　最大湖泛面及其识别标志(据陆参 3 井和 704.8 测线)

(3) 层序和体系域的划分

根据地震剖面上不整一的反射终止关系以及层序边界、最大湖泛面和首次湖泛面的综合识别标志，考虑盆地构造演化的阶段性、古水深和古气候变化的旋回性，可将研究区上侏罗统划分为 4 个周期为百万年级的沉积层序(图 6-23)。然后根据湖平面升降变化曲线特征以及沉积序列叠置样式，可以在各层序内识别出低位、湖侵、高位体系域，其中层序Ⅱ(沙海组)缺少低位体系域，层序Ⅲ(九佛堂组)和层序Ⅰ(阜新组)发育完整的低位、湖侵和高位体系域(表 6-7)。

开鲁盆地陆西凹陷上侏罗统各层序的边界均为区域性不整合或局部不整一界面，每个层序可由低位、湖侵和高位体系域组成，也可由湖侵、高位体系域组成。一般说来，湖平面相对下降越

图 6-23　陆西凹陷上侏罗统层序划分（据 114.8 测线）

表 6-7　陆西凹陷上侏罗统层序划分

地层	地层时间/Ma	层序划分	层序周期/Ma	体系域类型	沉积旋回 水进 水退	古水深旋回 深 浅	层序顶/底接触关系	地震标志层	最大沉积速率/(m/Ma)
阜新组	132 136	Ⅰ	4	HST TST LST			剥蚀/下超、上超	T_1 T_2	147
沙海组	141	Ⅱ	5	HST TST			顶超/上超	T_3	99.4
九佛堂组	147	Ⅲ	6	HST TST LST			剥蚀/下超、上超	T_4	226.3

明显比后期又发生了相对大幅度上升，则易形成低位、湖侵和高位体系域；当湖平面下降幅度较小且后期又发生了较大幅度的相对上升，则易发育湖侵、高位体系域。由于每个沉积层序形成时的地质周期不同，湖平面相对升降不同，沉积物供给多少不同以及古气候的差异，从而造成了各沉积层序在地层分布、层序厚度和各层序沉积速率等方面存在较为明显的差异。总的说来，自层序Ⅲ到层序Ⅰ，随着盆地构造活动幅度和强度的降低，盆地由断陷向坳陷转化，盆地各层序的厚度由厚变薄，沉积速率也随之降低。

陆西凹陷上侏罗统的发育主要受盆地构造活动的强度和幅度的控制。上侏罗统盆地整体表现出断陷和断坳性质，九佛堂组沉积时期（层序Ⅲ），盆地处于强烈裂陷阶段，断层活动强烈，

盆地快速沉降，盆地与周边物源区高差加大，沉积物供给充足，湖盆水体深，重力流沉积作用明显，沉积中心位于五十家子庙洼陷南部，最大沉积厚度可达 1 358 m，最大沉积速率可达 226.3 m/Ma，发育半深湖相暗色厚层生油泥岩和近岸水下扇、深水浊积扇和扇三角洲沉积。

沙海组沉积时期（层序Ⅱ），盆地边界断层活动有所减弱，盆地稳定沉降，沉积速率降低，同时，由于受温暖潮湿气候的影响，湖域范围增大，但水体变浅。因地形高差的减小和物源区向后转移，沉积物供给不足，盆地处于欠补偿状态，沉积物厚度薄，沉积速率低，最大沉积厚度达 497 m，最大沉积速率达 99.4 m/Ma。沙海组主要发育湖泊、近岸水下扇和三角洲相。沙海组沉积后期，盆地部分抬升，造成沙海组与下伏九佛堂组的局部不整一接触关系。

阜新组沉积时期（层序Ⅰ），断裂活动进一步减弱直至平息，盆地沉降缓慢，沉积物供给稳定，湖盆遭受充填，晚期盆地整体抬升，遭受剥蚀。阜新组最大沉积厚度为 588 m ，最大沉积速率为 147 m/Ma，主要发育滨浅湖相、三角洲相和辫状河三角洲相。

显然，盆地的断裂活动影响了各个沉积层序的基本地质特征，随着盆地断裂活动减弱，层序的厚度变薄，沉积速率降低，湖盆由生成发展演变为消亡。

2. 体系域特征和层序地层样式

陆相断陷盆地复杂的构造运动、多物源和近物源的供源方式、快速的相变以及多变的盆地结构造成陆相断陷盆地层序地层堆砌样式和体系域类型的复杂性和多样性。由于陆西凹陷几条主要断裂的差异活动，使得断陷盆地在地形上表现出陡坡、深洼和缓坡的三分特征。在盆地陡坡带、深洼区、缓坡带和马家铺高垒带，由于盆地沉降幅度、沉积物供给存在明显的差异，所以这些地区的层序地层堆砌样式和体系域特征就有所不同。故在考虑盆地结构和古地形的基础上，下面将分别叙述陡坡带、深洼区、缓坡带和马家铺高垒带的层序地层模式。

（1）陡坡带层序地层样式

陡坡带是指控制盆地生成发展的盆地边界断层较强烈活动所形成的地形坡折较大的地区，其沉积界面往往是盆地边界断层面，如开鲁盆地西绍根断层面，其下降盘常为较深水的湖盆，其上升盘常为地形起伏的物源区。盆地陡坡区由于受断层活动和物源供给多少的影响很明显，所以该地区层序地层堆砌样式主要受控于断层活动和物源供给的多少，湖平面绝对升降变化的影响属于次要地位。由于在各个层序形成时，断层活动、物源供给和古水深发生变化，每个层序的体系域及沉积相构成有所不同。盆地演化早期，断裂活动强烈，层序发育近岸水下扇沉积，规模大；盆地演化中期，断裂活动趋于平稳，近岸水下扇继续发育，但规模减小；盆地演化晚期，断裂活动逐渐停止，由滨浅湖沉积、辫状河三角洲沉积组成。下面主要以盆地演化早期的近岸水下扇为例来说明陡坡带的层序堆砌样式。

陡坡层序的边界就是盆地边界断裂西绍根断裂，随着湖平面和水深的变化，沉积物或向岸边上超，或岸边上超向湖盆中央迁移。在陡坡识别体系域类型主要考虑湖平面的变化、沉积相组合以及准层序的叠置样式。以层序Ⅲ（九佛堂组）为例，低位体系域形成时期，湖盆水体范围较小，地形高差大，物源区风化产物被水动力很强的洪水搬运入湖形成近岸水下扇，所以此时的扇体沉积物粒度较粗，砂地比值可达 0.7～0.8。低位体系域主要由洪水浊流不断入湖形成的多个近岸水下扇和浊积扇构成，垂向上表现为多个进积式准层序组的叠置样式。湖侵体系域发育时期，西绍根断裂活动强烈，湖平面快速上升，对山区洪水产生一定的顶托作用，因此这时的洪水型近岸水下扇向湖盆中央推进的距离较短，浊积扇相对不发育，故湖侵体系域向上表现出暗色泥岩加厚、砂岩厚度减薄、粒度变细、砂地比值降低的退积式准层序组叠置样式。高位体系域发育时期，湖平面处于相对静止和开始下降阶段，湖盆水体紧靠物源区，山区洪水携带沉

积物快速入湖形成进积式或加积式准层序组叠置样式，自下而上，砂岩厚度加大，粒度变粗，砂地比值在0.5～0.6左右(图6-24)。

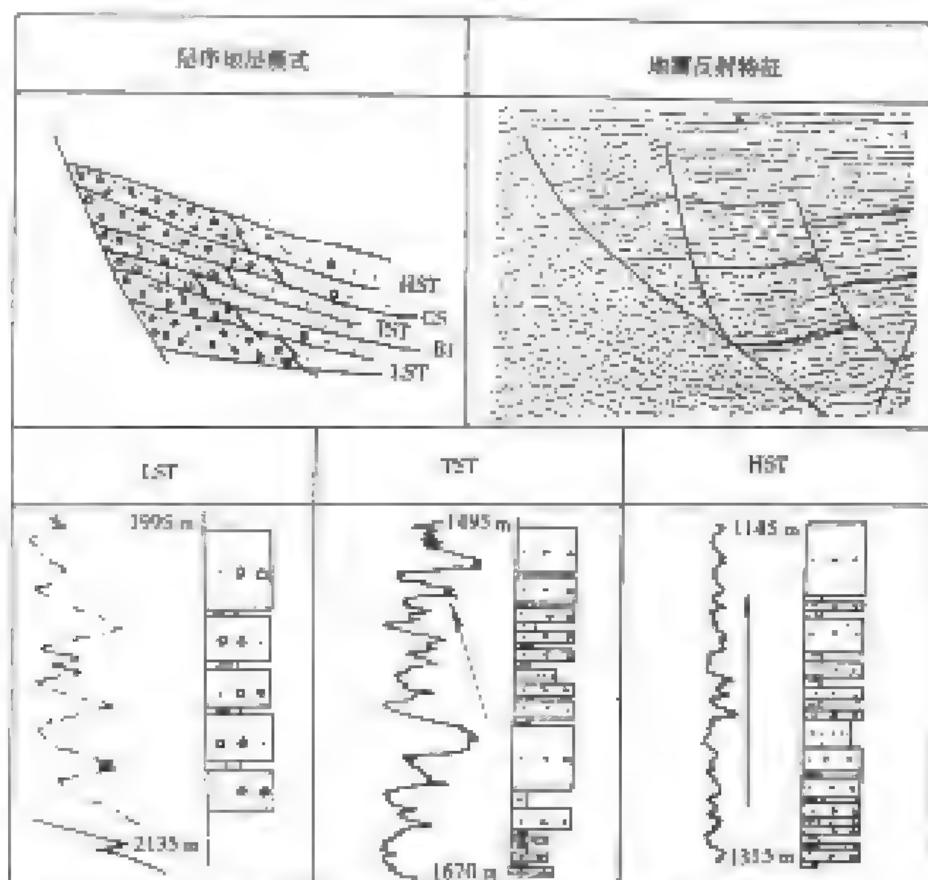


图6-24 陆西凹陷陡坡带层序地层堆砌样式

(2) 深洼区层序地层样式

深洼区是指位于盆地中央、缺少断裂活动、基底整体下沉作用比较明显、地形较平坦的地区，一般情况下该区也是盆地的沉积中心地带和湖盆水体相对较深的地区，以较深水的暗色泥岩沉积为特征，这些暗色泥岩分布广，易于区域对比。盆地深洼区常远离沉积物源区，地层的堆砌样式主要受湖平面升降变化的控制，随着湖平面的升降变化就形成了具有不同堆砌样式的准层序组及低位、湖侵和高位体系域。盆地深洼区的层序边界常是整合界面，但整合界面可以与盆地边缘地区的不整合接触界面相对比。体系域的识别主要依靠准层序组的叠置样式以及体系域边界与盆地边缘体系域边界的对比来进行。下面以陆参3井九佛堂组为例来说明深洼区地层堆砌样式(图6-25)。

在层序Ⅱ(九佛堂组)沉积时期，湖盆水体较深，陆西凹陷五十家子庙洼陷自身沉积了暗色质纯厚层深水泥岩，其南侧为包日温都近岸水下扇，西侧为马家铺三角洲，故洼陷边缘沉积扇发育。随着湖平面相对升降变化，五十家子庙洼陷水体发生深浅变化，同时包日温都近岸水下扇和马家铺三角洲也发生进积或退积作用，形成了不同体系域的地层堆砌样式。低位体系域沉积时期，马家铺三角洲和包日温都近岸水下扇不断向湖盆中央推进，其前缘及其远端的浊积扇进入五十家子庙洼陷，随着湖平面的上升，三角洲、近岸水下扇向岸退积，从而形成由多个退积式准层序组组成的低位体系域，砂地比值为0.2左右。湖侵体系域沉积时期，湖平面快速上升，水体加深，水域扩大，马家铺三角洲继续向西退积，包日温都近岸水下扇的规模也有所减小，所以在深洼区形成了分布广、厚度大、质地纯、富含有机质的深湖相，总体显示退积式准层序组叠

置样式，砂地比值低，为0.05～0.1。高位体系域沉积时期，随着湖平面的相对静止和开始下降，在五十家子庙深水泥岩之上，又沉积了马家铺三角洲和包日温都近岸水下扇前缘远端沉积和浊积扇，总体构成进积式准层序组叠置样式，砂地比值增大，为0.1～0.2(图6-25)。

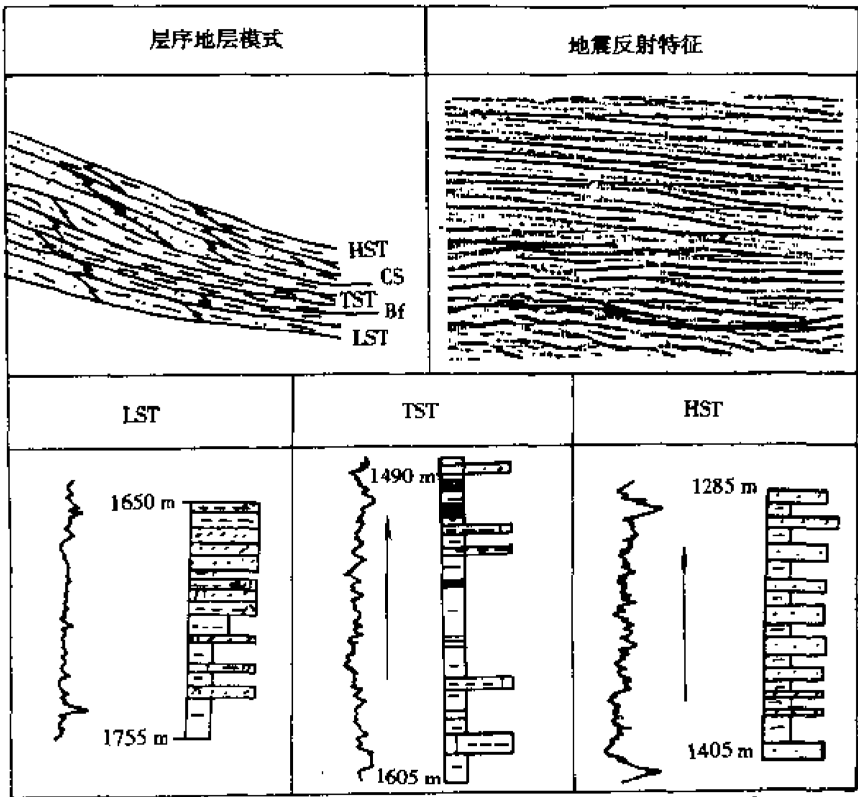


图6-25 陆西凹陷深洼地层堆砌样式

(3) 马北斜坡带层序地层样式

马北斜坡带处于盆地缓坡，断裂活动较弱，地形坡度相对较缓。随着湖平面的大幅度升降变化，马北斜坡带可大面积地出露地表遭受剥蚀形成层序界面，也可被后期沉积物不断上超形成层序界面。马北斜坡带层序边界和层序叠置样式主要受控于湖平面的升降变化和沉积物的供源速率。层序内部首次湖泛面和最大湖泛面的确定主要依据越过地形坡折带的第一个湖岸上超点和最远湖岸上超点的位置(图6-26)。在马北斜坡带有一条走向NNE、倾向NWW的断层，该断裂的活动造成盆地缓坡具有一个类似海相盆地中陆棚坡折带的地形变化带。盆地缓坡的一个沉积层序中可发育具有不同准层序叠置样式的低位、湖侵和高位体系域。盆地发育早期九佛堂组沉积时期，断裂差异活动明显，缓坡地势相对较陡，多发育扇三角洲沉积。到了盆地发育中晚期沙海组和阜新组沉积时期，断裂差异活动减弱，缓坡地形变得较缓，物源供给不充足，主要为滨浅湖相沉积。下面以九佛堂组扇三角洲为例说明各体系域的准层序组类型及其叠置样式(图6-26)。

低位体系域是在湖平面大幅度下降并低于地形变化带时形成的沉积体系集合体。由于湖盆水域小，沉积区距物源较远，河流规模小，沉积物供给不足，在地形变化带下主要沉积了滨浅湖相，其沉积序列为互层的灰色泥岩与灰绿色、红色砂岩或砂砾岩，砂地比值为0.3。湖侵体系域形成时期，湖平面已上升越过地形变化带并向陆地一侧不断上超。随着湖盆水体范围扩大，与物源之间的距离缩短，同时由于温暖潮湿的气候造成河流的规模加大，沉积物供给增加，扇三角洲较前期发育，但在湖平面快速上升造成的湖水顶托作用下，多形成垂向上砂岩厚度和泥岩厚度基本不变的加积式准层序组叠置样式，平均砂地比值为0.4左右。在高位体系域沉积时

期，湖平面稳定并开始下降，扇三角洲向湖盆中央推进，其前缘多发育浊积扇，形成进积式准层序组叠置样式，砂地比值为0.5(图6-26)。

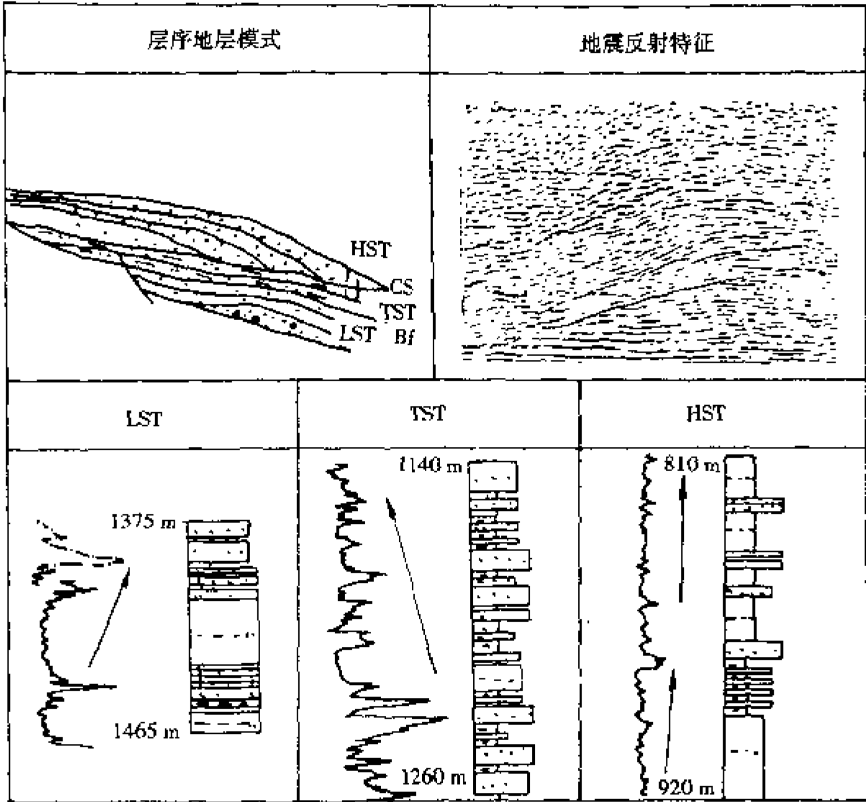


图6-26 陆西凹陷缓坡地层堆砌样式

(4) 马家铺高垒带层序地层样式

马家铺高垒带是位于陆西凹陷西部的持续稳定发育的凸起，其两侧以断层为界，以具地形坡折带的缓坡与五十家子庙洼陷相接，在盆地纵向剖面上，其地形变化与海相盆地中的大陆坡折带类似。总体看来，马家铺高垒带在九佛堂组和沙海组沉积时期曾发生反复的水进和水退，局部遭受剥蚀形成不整一界面。阜新组沉积时期地形高差减小，马家铺高垒带沉没于水下接受沉积。由于后期盆地整体抬升遭受剥蚀，马家铺高垒带上阜新组大部分缺失。下面以九佛堂组沉积时期马家铺三角洲为例来说明马家铺高垒带的层序地层堆砌样式。

低位体系域沉积时期，地形高差相对较大，水体范围小，距物源近，为马家铺三角洲提供沉积物的河流规模较小，三角洲分布局限，沉积物粒度较粗，沉积厚度薄，在马家铺高垒带前端缓坡的地形变化带以下多分布三角洲前缘滑塌浊积扇，形成以退积式准层序组叠置样式为主的低位体系域。湖侵体系域沉积时期，湖平面快速上升，越过缓坡，马家铺高垒带全部被水淹没，接受沉积，由于水域加大，物源向西转移，沉积物搬运距离远，粒度较细，砂地比值在0.5左右，三角洲分布范围加大，在马家铺高垒带两侧断层下降盘发育有大量滑塌成因的斜坡扇。高位体系域沉积时期，湖平面静止并开始下降，马家铺高垒带部分出露水面，三角洲不断向湖盆中央推进，此时三角洲规模大，分布范围广，沉积物供给充足，以进积式和加积式准层序组叠置样式为主，前缘和两侧的浊积扇发育，砂地比值明显加大，为0.7左右(图6-27)。

(5) 盆地层序地层样式

陆西凹陷上侏罗统沉积时期，由于盆地边界深大断裂的差异活动形成了盆地断坳箕状结构，使得盆地的古地形具有缓坡、深洼、陡坡和高垒带的分异特点。在不同的地形差异地区，层

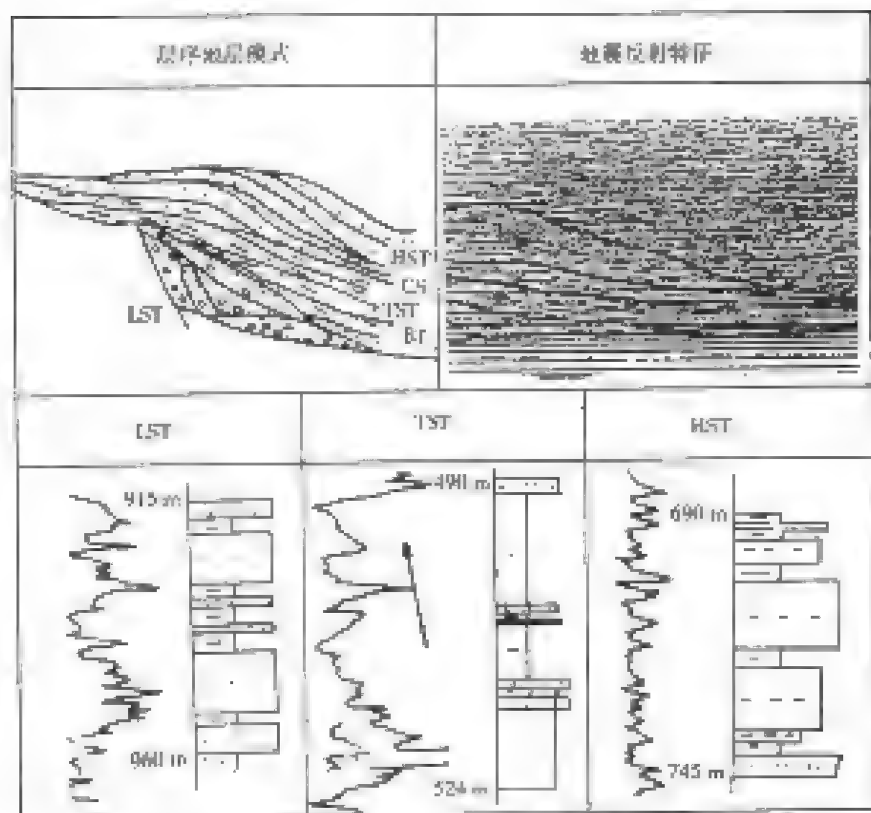


图 6-27 陆西凹陷高垒带地层堆积样式

序地层的形成背景和主控因素是有差别的。盆地陡坡区临近物源，加之盆地边界断裂的强烈活动，地形高差大，重力流沉积作用明显，在这个地区形成的层序及叠置样式主要受控于盆地深大断裂的活动幅度和阶段性，沉积类型以近岸水下扇和辫状河三角洲为主。盆地深洼区是盆地的沉积中心，远离物源供给区，构造活动弱，地势深而平坦，所以层序的叠置样式主要受湖平面升降变化造成的古水深的控制，以发育厚层暗色泥岩和浊积扇为特征。盆地缓坡区断裂较少且活动较弱，地势相对平缓单一，湖平面的升降变化以及沉积物源供给的多少控制了缓坡区层序地层的叠置样式。高垒带在发生湖侵时淹没于水下接受沉积，而在水位较低时露出水面遭受剥蚀。显然，高垒带的层序地层堆积样式受控于湖平面的升降变化。综上所述，由于层序地层的沉积背景不同，所以在不同地区控制地层叠置样式的主控因素是有差异的（表 6-7）。

表 6-7 陆西凹陷不同地区层序地层特征对比

地貌分区	陡坡带	高垒带	深洼区	缓坡带
古水深	较浅水	湖侵期和高位期为较浅水，低位期出露水面	较深水	低位期浅水，湖侵和高位期较深水
物源供给	充足	早期供给充足，后期供给不充足	不充足	比较充足
距物源距离	近物源	早期近物源，后期远物源	远	距离较远
沉积相	近岸水下扇、扇三角洲	三角洲、浊积扇	湖泊、浊积扇	湖三角洲、滨浅湖
地层叠置样式主控因素	边界断层活动幅度和阶段性	湖平面升降变化	湖平面升降变化	湖平面升降变化、沉积物供给

在各个层序中识别低位、湖侵和高位体系域时，应考虑湖盆构造演化的阶段性和沉积旋回的特征。由于各体系域形成时的古地理背景不同、体系域准层序组叠置样式的控制因素不同，所以在同一个层序中不同沉积部位的体系域叠置样式和沉积相类型就不同(图 6-23)。在盆地缓坡带，地形坡度较低，可容空间的变化明显受湖平面绝对升降变化的影响。扇三角洲的沉积亚相类型随湖平面升降变化向陆退却或向盆地中央推进。一般而言，低位体系域沉积时期扇三角洲前缘向盆地中央进积较多，而湖侵和高位体系域沉积时期，扇三角洲明显向陆退却，形成退积式准层序组。在盆地深洼区无论湖平面如何升降变化，对湖泊沉积物都没有明显影响，湖泊水体深浅的变化只在一定程度上影响盆地深洼区沉积物粒度粗细的变化及地层叠置样式。在马家铺高垒带，由于高垒带地势高于两侧地区，且物源供给相对持续稳定，所以该区沉积物组合序列主要受湖平面升降变化的影响，多形成退积式和进积式准层序组叠置样式。盆地陡坡区构造活动作用明显，在一个层序形成期间，湖平面升降变化会造成陡坡区水体深浅的变化，使近岸水下扇或辫状河三角洲沉积体发生退积或进积，从而形成由不同亚相沉积物组成的地层叠置序列(图 6-23)。

由于研究区断裂活动的差异性，在九佛堂组和沙海组沉积时期，层序中发育的沉积相类型以近岸水下扇、扇三角洲、三角洲、浊积扇和湖泊相为主，而在阜新组沉积时期，层序以发育三角洲、辫状河三角洲等沉积相为主。

3. 湖平面升降曲线特征

(1) 湖平面升降变化曲线的制作

湖平面相对升降变化最为可靠的地层标志是湖相层序中的湖岸上超及顶超现象。利用湖岸上超标志可以确定湖平面升降变化持续的时间和变化的幅度，可以编制反映湖平面升降变化周期的图件，总结湖平面波动历史。湖平面的波动变化可以控制沉积层序的分布及其内部岩相组合的演变。显然，利用可靠标志确定湖平面升降变化是非常重要的。

湖平面相对上升的可靠标志是湖岸上超向陆迁移，湖平面相对静止的可靠标志是湖岸沉积物的顶超现象，湖平面相对下降的标志是湖岸上超向湖盆中央的迁移(图 6-28)。显然，湖盆缓坡高分辨率地震剖面是确定湖岸上超、湖岸沉积物顶超迁移规律的最好资料。但是，由于现今地层展布状况并不完全相同于古代湖岸沉积物沉积时的状况，若两者之间差异较大时，应对差异沉降作用造成的地层厚度变化、后期成岩作用造成的地层厚度变化以及湖盆缓坡地区原始界面坡度的变化进行校正。这样才能获得较为准确的湖岸上超、顶超的迁移变化值。

湖平面升降变化曲线的编制应该是在掌握研究区地质背景的基础上进行的，具体的编制步骤如下：

① 熟悉研究区盆地结构、盆地构造演化的阶段性、盆地古地形的划分等古地理背景资料。

② 选择那些穿过不同构造单元和不同地形带的地震测线构成区域性的地层剖面网。地层剖面网上的地震剖面应具有清楚的湖岸上超记录、较为简单的构造变形和较充足的控制井。

③ 选择典型地震剖面，结合钻井、测井资料，根据地层的不整一关系对陆相地层进行层序划分和层序的追踪闭合，特别是追踪上超点和顶超点的靠近物源方向上的沉积边界。根据VSP、合成地震记录、古生物化石组合、同位素测年资料对划分的沉积层序进行尽可能详细的年代标定。

④ 编制层序年代地层对比图，将地震剖面上解释的层序地层剖面转换为纵坐标为地质年代的地层横剖面，以表示各个层序的持续地质年代、层序的横向分布以及层序之间的接触关系等。

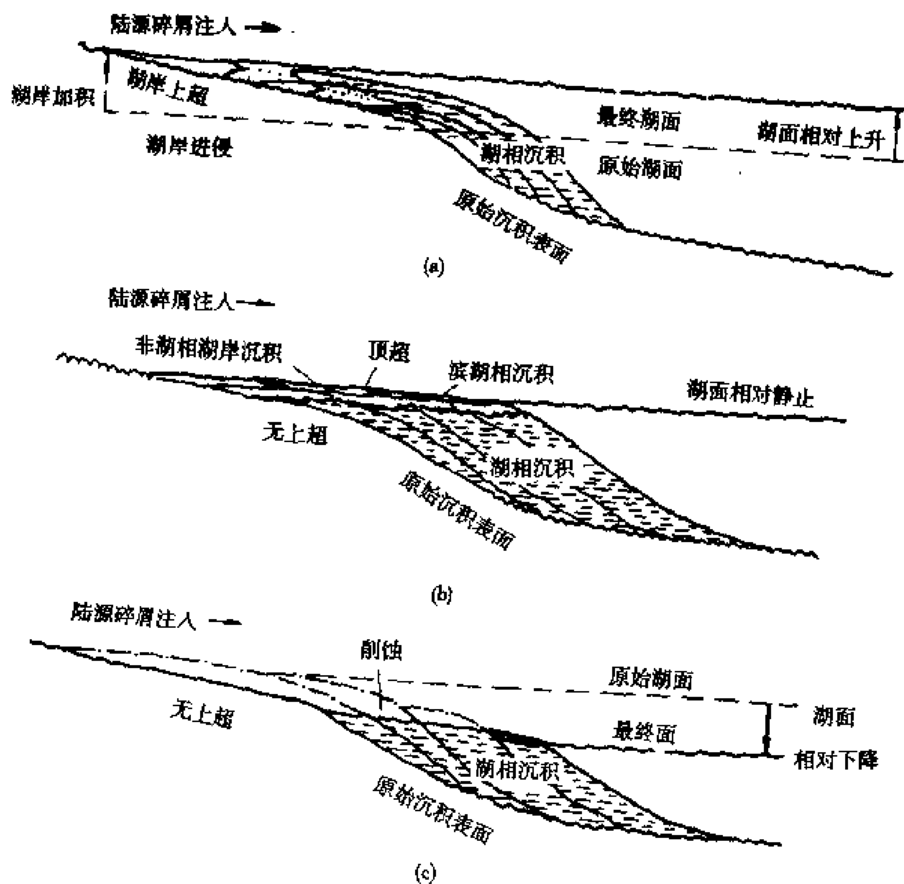


图 6-28　湖平面升降变化的标志

⑤ 确定湖平面升降变化周期，测量湖岸上超的垂向分量即湖岸加积量，确定湖平面升降变化与地质年代之间的关系，进而确定各个湖岸加积量的增量，直至计算出每个沉积层序的湖岸加积量，即这个层序的湖平面上升的幅度（本书忽略地层剥蚀量）。然后测量层序最顶部一个上超点与上覆层序最下面一个上超点的湖岸加积量，这个湖岸加积量反映了湖平面的下降幅度。

⑥ 重复测定每个层序上超点的垂直分量（湖岸沉积物的加积量）与地质年代之间的关系，编制其它层序的湖平面升降曲线，从而得到全盆地各个层序的湖平面升降变化曲线（图 6-29）。

(2) 湖平面升降变化曲线特征

根据盆地湖岸上超点迁移规律编制的湖平面升降变化曲线应是湖平面绝对升降、盆地基底沉降以及沉积物供给速率等多种影响参数的综合效应。陆西凹陷晚侏罗世湖平面升降变化具有明显的旋回性。湖平面升降变化周期与层序周期、沉积物垂向旋回和古水深旋回具有良好的对应关系，旋回周期为 4～6 Ma。研究区湖平面升降变化曲线具有明显的不对称性，即具有快速的湖平面上升、湖平面相对静止和快速湖平面下降的旋回特点，湖平面快速上升和相对静止期持续时间很长，而快速湖平面下降的持续时间相对较短。在陆西凹陷晚侏罗世湖平面升降旋回中，沙海组沉积时期湖平面升降幅度最大，阜新组沉积时期升降幅度最小，在九佛堂组沉积时期的湖侵之后，缺少明显的快速水退。湖平面升降变化主要受控于构造活动的强度和古水深变化。在湖平面上升最明显的时期，盆地边界断裂活动比较强烈，古水深较大，所以产生大幅度的湖平面升降变化旋回。

从根据湖岸上超点的水平分量（湖岸进侵量）制作的湖平面向陆进侵距离曲线可以看出，

随着湖平面升降变化，湖岸向陆进侵也存在着明显的与层序划分一致的变化旋回。在盆地断陷早期，即层序Ⅲ发育时期，盆地边界断层的强烈活动造成湖盆水体范围小、水体较深的格局，湖岸向陆一侧的迁移量相对较小；到了盆地发育中期，即层序Ⅱ发育时期，盆地内断裂活动稳定，盆地整体下沉，形成沉积水体相对较深、沉积范围较大的格局，湖岸上超点明显向陆一侧迁移，湖岸上超的水平进侵量达到最大；盆地发育晚期。即层序Ⅰ发育时期，断裂活动逐渐停止，水体较浅，沉积范围较大，由于地形变缓，故湖岸上超向陆迁移仍较明显。综上所述，随着盆地边界断层活动性的变化，湖岸上超水平进侵量具有明显的旋回性(图6-29)。

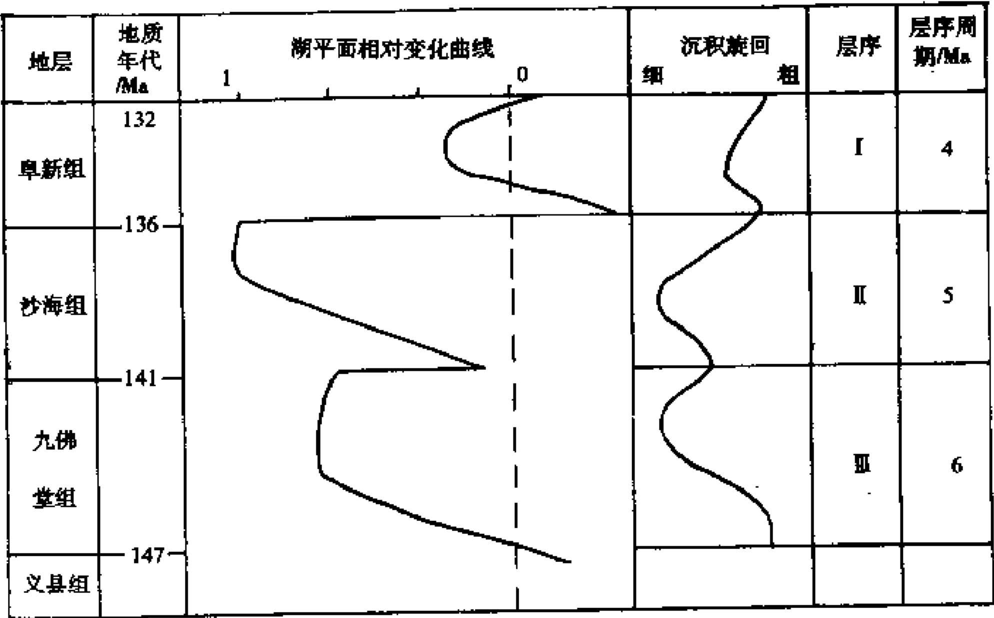


图6-29 陆西凹陷上侏罗统湖平面升降变化曲线(据704.8测线)

4. 断陷型湖泊层序地层样式与油气勘探

层序地层学基本原理为含油气断陷湖盆油气勘探评价提供了新的思路。人们可以在年代地层框架内，根据层序地层叠置样式来评价和预测不同体系域的生油潜力、储集性能、盖层分布以及有利的地层圈闭，从而指出有利的油气勘探目标区(表6-8)。

表6-8 断陷型湖泊层序地层在油气勘探中的应用

体系域	烃源岩	储集层	盖层	运移	圈闭
高位体系域	高位早期陡坡和深洼区较深水湖相泥岩，下伏生油密集段	缓坡三角洲、陡坡扇三角洲和深洼区浊积扇	高位期湖泛泥岩，缓坡和陡坡岩性侧向变化封堵	同期烃源岩直接供油，下伏生油密集段油气向上运移	缓坡三角洲前缘、深洼区浊积扇和陡坡扇三角洲前缘岩性圈闭
湖侵体系域	湖侵体系域顶部和向盆中央一侧	深洼区浊积扇、水进三角洲前缘	湖侵体系域顶部泥岩	生油密集段的侧向和向下油气运移	深洼区较孤立的浊积扇砂岩圈闭、水进三角洲前缘岩性圈闭
低位体系域	低位下部局部较深水泥岩，上覆生油密集段	盆底扇、深切谷及水进三角洲砂体	生油密集段和低位湖泛泥岩	生油密集段向下运移，深部油源的垂向运移	盆底扇、深切谷及水进三角洲前缘砂岩圈闭、不整合地层圈闭

低位体系域是与湖平面快速下降有关的位于湖泊层序底部的沉积体系集合体。由于湖平面处于较低状态，断陷湖泊的缓坡较大面积出露地表，陆源沉积物通过深切谷搬运到盆地之中形成相对独立的重力流成因浊积砂体。这些浊积砂体的原生储集物性较好，构成被湖泛页岩分隔开的相对孤立的砂体。在盆地陡坡，常存在冲积扇或扇三角洲砂体，这些砂体粒度粗，结构混杂，一般储集物性较差，难以储集油气。盆地缓坡深切谷沉积的是在湖侵体系域早期，由早期河流沉积物被湖浪改造面充填形成的分选好、泥质含量少、侧向变化快的砂体，易形成地层圈闭（图 6-30）。由于低位体系域沉积时期湖平面相对较低，盆地缺乏沉积水体较深的还原沉积环境，加之湖盆范围较小，所以低位期往往不发育品质良好的烃源岩（表 6-8）。

湖侵体系域是在湖平面快速上升、缺乏大量陆源碎屑供给、湖盆范围较大的情况下形成的。该体系域发育品质良好的烃源岩，即生油密集段。该烃源岩以厚度不大、分布广泛、质纯色暗、有机质丰度高为特征，例如开鲁盆地陆西凹陷上侏罗统九佛堂组生油密集段的干酪根类型为 Ⅰ—$Ⅱ_1$ 型，有机质含量为 1.7%～5.3%，生烃强度大，生烃量可占到一个层序生烃量的75%以上。湖侵体系域不但发育了良好的烃源岩，而且在盆地缓坡也可发育滨浅湖或水进式三角洲砂体储层。当湖平面上升时，较强动力的湖浪对断陷湖盆缓坡的滨浅湖砂或水进式三角洲前缘砂进行改造，淘尽粘土级沉积物，使分选较好的粉、细砂岩沿湖岸线呈较薄层状分布，并与湖侵体系域的湖泛泥岩间互构成良好储盖组合的储层。在断陷湖盆陡坡发育的洪水型浊积扇砂体直接被沉积在较深水暗色泥岩之中，易形成良好的岩性圈闭。

高位体系域的形成发育标志着湖平面实际开始下降，沉积物的供给速率明显加大，湖岸线逐步向湖盆中央退却，沉积物不断下超在生油密集段之上，形成一个或多个进积式准层序组。高位体系域发育的早期，湖平面尚处于低缓上升或静止状态，可容空间仍旧较大，在盆地深洼区仍发育色暗质纯、分布相对较广的烃源岩（表 6-8）。到了高位体系域发育的晚期，可容空间明显减少，从而在盆地缓坡发育河控型三角洲，在湖盆陡坡发育扇三角洲，在盆地的断垒带之上发育沿长轴方向分布的三角洲，在盆地深洼区发育滑塌型浊积扇（图 6-30）。可以说，高位体系域是某一层序中储集砂体最为发育、储集物性最好、油气资源量最多的层段，例如开鲁盆地陆西凹陷九佛堂组高位体系域三角洲砂体厚度稳定，砂岩百分含量高，砂层占地层厚度的60%～70%，砂体单层厚度为 17～22.5 m，平均孔隙度为 19.3%，平均渗透率为 5.7×10^{-3} μm^2，储集了丰富的油气资源。在对高位体系域不同类型的砂体进行勘探时，应充分考虑高位体系域砂体与上覆沉积物之间的不整合破坏作用，该不整合有可能造成大量的油气漏失。

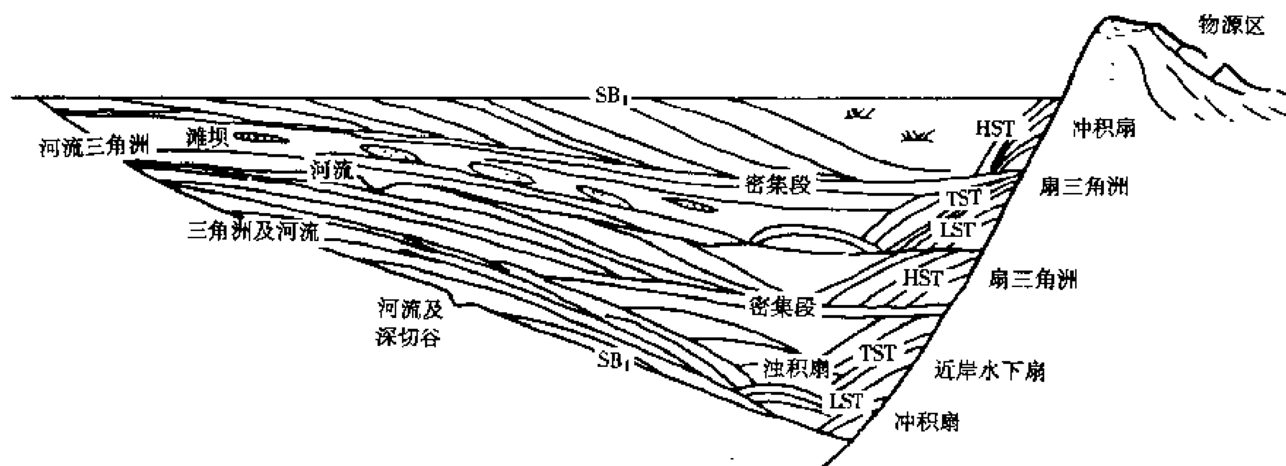


图 6-30　断陷湖盆地层模式与沉积体系（据朱筱敏，1995）

第七章 高分辨率层序地层学

起源于被动大陆边缘海相盆地的层序地层学特别强调海平面相对周期性变化对地层层序样式的重要影响，并通过建立以不整面合为边界的年代地层格架，将具成因联系的地层内部单元进一步进行细分，在考虑全球海平面升降变化、沉积物供给、构造沉降和气候等控制因素的基础上，建立层序地层分布模式并作出成因解释，然后再结合石油地质基本条件评价、预测烃源岩、储集层和盖层的分布以及有利地层岩性油气藏的位置，为油气田勘探指明方向。层序地层学的这套理论方法和研究思路已得到了大多数地质学家的认同，并在推动经典地质学、石油地质学和煤田地质学等方面发挥了积极作用。但是，石油地质学、煤田地质学等相关学科的发展，要求层序地层学能够提供更为全面、更为系统、更为精确的年代地层格架。在这种背景下，高分辨率层序地层学分析理论和方法技术便应运而生了，其中以美国科罗拉多矿业学院T. A. Cross(1988)提出的高分辨率层序地层学最具有代表性。Cross等人不仅突出反映了高分辨率层序地层学的新概念和新发展，而且在油气勘探开发等领域发挥了积极作用。

第一节 高分辨率层序地层学理论基础

高分辨率层序地层学的理论核心是指在基准面旋回变化过程中，由于沉积物可容空间与沉积物补给通量比值(A/S)的变化，相同沉积体系域中沉积物体积发生再分配作用，导致沉积物堆砌样式、相类型及相序、岩石结构、保存程度发生变化。这些变化是沉积体系域在基准面旋回中所处位置和可容空间的函数。基准面旋回变化控制了地层单元的分布模式，这种具有一定规律的分布型式为人们进一步预测沉积储层的分布提供了概念性模型。高分辨率层序地层学是对地层记录中反映基准面旋回变化的时间地层单元进行“二元划分”，其关键是在地层记录中识别代表不同级次基准面旋回的不同级次地层旋回，进而进行高分辨率等时地层对比，探讨等时地层格架内的地层分布模式，预测有利的烃源岩、储集层和盖层的分布位置。

一、地层基准面原理

1. 基准面及基准面旋回

T. A. Cross(1994)引用并发展了Wheeler(1964)提出的基准面概念，分析了基准面旋回与成因层序形成的过程-响应原理。基准面(Baselevel)并非海平面，也不是一个相当于海平面的向陆延伸的水平面，而是一个相对于地球表面波状升降的、连续的、略向盆地方向下倾的抽象面(非物理面)，其位置、运动方向及升降幅度不断随时间发生变化(图7-1)。

地层基准面受海平面、构造沉降、沉积负荷补偿、沉积物补给、沉积地形等因素的综合影响，它是理解地层层序成因并进行层序划分的主要格架。地层基准面并不是一个完全固定不变的界面，它在变化过程中总是表现出向基准面幅度最大值或最小值单向移动的趋势，构成一个完整的基准面上升与下降旋回。这种基准面的一个上升与下降旋回被称之为基准面旋回。基准面可以完全位于地表之上或在地表之下摆动，也可以穿越地表，从地表之上摆动到地表之下再返回到地表之上，这就是基准面穿越旋回(Base level transit cycle)。一个基准面旋回是等时

的。在一个基准面旋回变化过程中保存下来的岩石为一个成因地层单元，即以等时界面为边界的时间地层单元——成因层序。

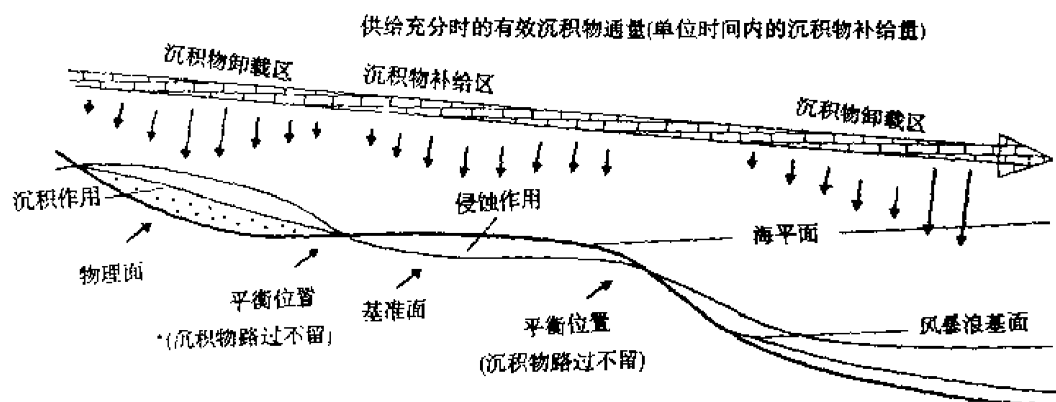


图 7-1　基准面、可容空间和反映可容空间与沉积物供给之间平衡时的地貌状态

（据 Cross，1994）

基准面处于不断运动变化之中，它相对于地表的波状升降、伴随着沉积物可容空间的变化而发生变化(图 7-1)。当基准面位于地表之上时，就提供了可供沉积物沉积的空间，发生沉积作用，任何侵蚀作用亦均是暂时的或局部的。当基准面位于地表之下时，可容空间消失，发生侵蚀作用，任何沉积作用均是暂时的和局部的。当基准面与地表重合时，既不发生沉积作用也不发生侵蚀作用，沉积物发生过路作用。因而在基准面变化的时间域内，在地表的不同地理位置上表现出沉积作用、侵蚀作用、沉积物过路作用乃至沉积物非补偿($dA/dS\to\infty$)产生的饥饿性沉积作用及非沉积作用等不同类型的地质作用状态。在地层记录中，代表基准面旋回变化的时间—空间地质事件表现为不同岩石类型与界面的组合(图 7-2)。因此，一个成因层序是由基准面上升半旋回和基准面下降半旋回所形成的沉积物组成的。

当基准面位于地表之上并相对于地表进一步上升时，可容空间增大，沉积物在该可容空间内堆积的潜在速率增加，但沉积物堆积的实际速度还受控于母岩类型和风化产物的地质搬运过程。位于地表之上的基准面上升所形成的沉积序列取决于可容空间增长速率、沉积物堆积速率、沉积相类型以及海(湖)平面升降变化的影响。位于海(湖)平面之下的基准面上升就会造成沉积水体的不断加深，若沉积速率低于可容空间增长速率则形成向上变细的沉积序列，若沉积速率等于或大于可容空间增长速率则形成向上粒度不变的加积序列或向上变粗的沉积序列。沉积物堆积还受控于可容空间的大小。在沉积物供给速率不变的情况下，可容空间与沉积物供给量的比值(A/S 值)影响了有效可容空间中沉积物的堆积速率、保存程度和内部结构特征。当基准面位于地表之下并进一步下降时，侵蚀作用的潜在速率将不断增加，但实际侵蚀速率还受到母岩类型、风化侵蚀作用强度以及风化产物搬离地表的多种地质作用的影响。因此，基准面的变化描述了可容空间的建立和消失的过程以及沉积作用、侵蚀作用等多种地质作用的变化过程。

基准面可以被看成是一个势能面，它反映了在地球表面与基准面之间不断达到平衡时的一种地质作用之间的不平衡状态。要使地球表面与基准面之间达到平衡，地表要通过不断的沉积作用或侵蚀作用，改变地球表面的形态，使地球表面不断地向基准面方向运动。

2. 基准面旋回的确定

高分辨率层序地层学研究是对地层记录中反映基准面变化旋回的时间地层单元进行二元

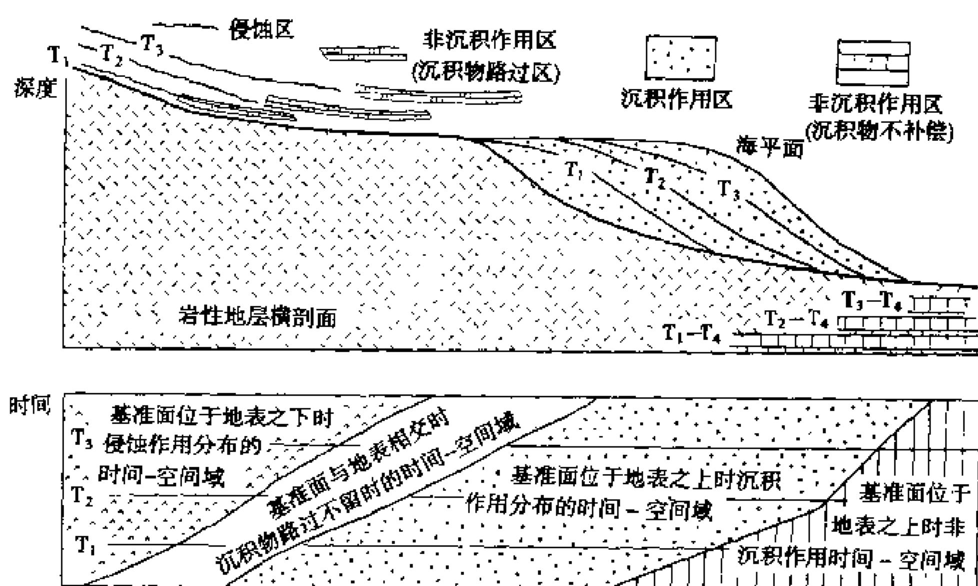


图 7-2　岩性地层剖面及侵蚀作用、沉积物过路作用、沉积作用和非补偿沉积作用的时空迁移对比图(据 Wheeler,1964)

划分。不同级次的基准面旋回必将形成不同级次的地层旋回。因而,在地层记录中如何识别代表多级次基准面旋回的多级次地层旋回就成为高分辨率层序地层学地层对比的关键。根据基准面旋回和可容空间变化原理,地层的旋回性是基准面相对于地表位置变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物过路作用和沉积非补偿造成的饥饿性沉积作用乃至非沉积作用等多种地质作用随时间发生空间迁移的地层响应。地层记录中不同级次的地层旋回,记录了相应级次的基准面旋回。一般来说,根据地层记录的旋回地层特征,可以将基准面旋回划分成短期、中期和长期旋回。

(1) 短期基准面旋回

短期基准面旋回系指成因上有联系的岩相组合,记录了一个短期基准面旋回可容空间由增加到减少的过程。短期地层旋回中代表基准面上升半旋回的地层记录以反映沉积水体逐渐变深的相组合为特征(位于海盆或湖盆中,且沉积物供给速率低于可容空间增长速率);代表基准面下降半旋回的地层记录则以沉积水体逐渐变浅的相组合为特征。短期基准面旋回形成的短期地层旋回边界一般为代表短期基准面下降期地表冲刷作用形成的小型侵蚀面,或既无沉积又无侵蚀的非沉积作用面,或对应于相组合的垂向转换位置。实际上,短期基准面旋回主要是通过露头、岩心及钻井岩性序列等具有高分辨率特征的地质资料来确定的。

常见的短期基准面旋回识别标志如下:① 地层剖面中存在冲刷现象及上覆的滞留沉积物。上述标志代表了基准面下降于地表之下的侵蚀冲刷过程,或代表了基准面上升时的水进冲刷过程。② 滨岸上超的向下迁移。在钻井剖面中常表现为沉积相向盆地中央方向的迁移,深、浅水沉积之间往往缺失过渡环境沉积。③ 岩相类型及其组合在垂向上发生变化。如向上水体变浅的相组合转变为向上水体变深的相组合。④ 砂泥岩厚度旋回变化及地层叠置样式变化。例如在层序边界之下为向上砂岩厚度减薄、砂泥比值降低的沉积序列,在层序边界之上则为向上砂岩厚度加大、砂泥比值增大的沉积序列。

短期基准面的旋回变化可以在地层记录中表现出对称性和不对称性的地层旋回。例如低可容空间下形成的河道砂沉积由相互切割的复合河道砂岩组成,仅发育大型槽状、板状交错层理和块状层理砂岩以及较薄的冲积平原泥岩,多个基准面向上上升的半旋回垂向上叠加起来,

表现出不对称特点，但在潮坪沉积中，随着基准面向上上升到下降的变化，就形成了相应的潮下带、潮间带和潮上带沉积组合，表现出对称的特点(图 7-3)。

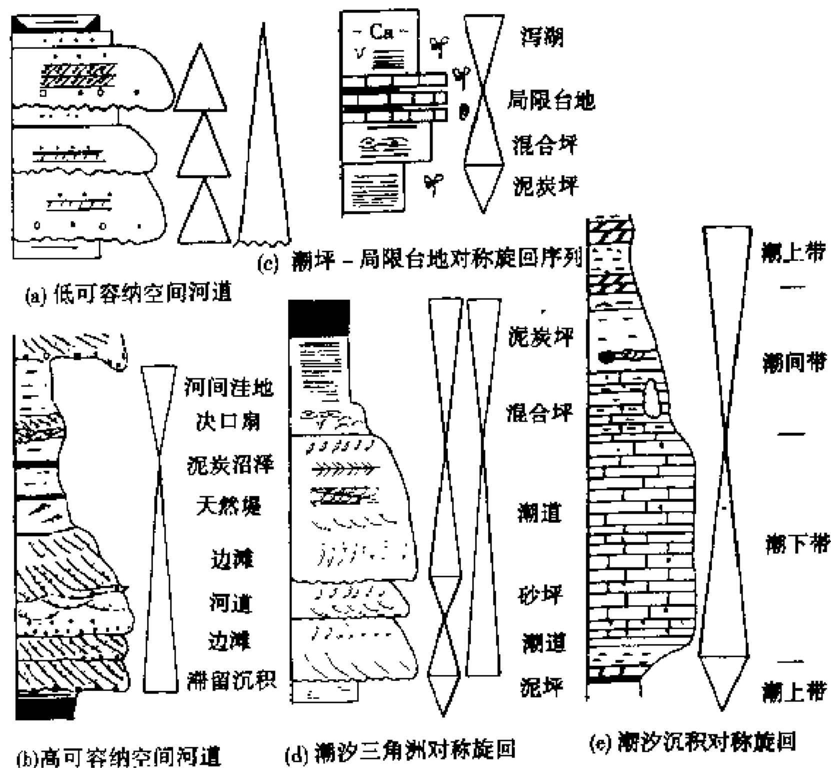


图 7-3　短期基准面旋回及其岩相组合(据邓宏文，1996、1997)

(2) 中期基准面旋回

中期基准面旋回是指在大致相似地质背景下形成的一系列具成因联系的短期基准面旋回的组合，包括中期基准面上升和下降半旋回。中期上升半旋回由一系列代表水体逐渐变深的短期旋回叠加而成，中期下降半旋回则由一系列代表水体逐渐变浅的短期旋回叠加而成。在中期上升和下降半旋回中可能出现相似的相和相组合，但由于其所处的地层位置不同，内部结构存在差异，可以将它们区别开来。

中期基准面旋回的识别可以通过露头、岩心以及电测井资料的分析来完成。特别是在覆盖区，可以根据岩心井段对测井资料的刻度标定，通过建立不同短周期基准面旋回的测井响应模型来分析短期旋回的叠加方式，进而确定中期旋回的界面和中期旋回的特征。中期地层旋回的边界可以表现为具有一定规模的反映中期基准面下降的河道冲刷不整合，也可表现为由中期基准面下降转换位置对应的沉积相变化处，如海陆过渡相变化处，或表现为砂、泥岩厚度旋回变化，这种变化常通过短周期叠加样式的改变表现出来。

向海(湖)盆方向推进的短周期叠加旋回形成于中期基准面下降期。一般来说，此时沉积物供给速率大于可容空间增长速率($A/S<1$)，所以沉积序列就反映出可容空间不断减小的特征，沉积序列表现出向上砂岩厚度加大、砂泥比值加大的短周期旋回叠加样式(图 7-4、7-5)。向陆方向推进的退积短周期旋回叠加样式形成于中期基准面旋回的上升时期。一般来说，此时可容空间增加速率大于沉积物供给速率($A/S>1$)，上覆的短期旋回的沉积特征与下伏相邻短期旋回相比，泥岩厚度加大，砂泥比值降低，反映了可容空间增大的特征(图 7-4、7-5)。短期旋回的垂向加积样式是在较长期基准面上升旋回至下降旋回的转换时期形成的。此时可容空间增加速率几乎等于沉积物供给速率($A/S=1$)，也就是相邻短期旋回形成时的可容空间变化不

大，新增可容空间近于为零，各个相邻短期旋回的沉积性质具有良好的相似性（图 7-4）。

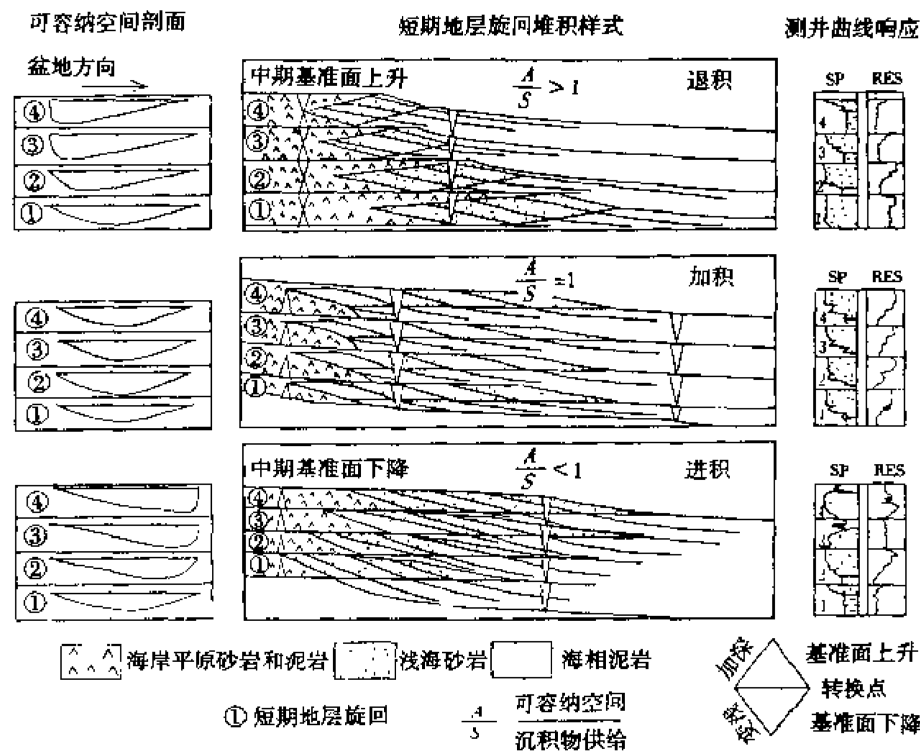


图 7-4 短期基准面旋回叠加样式及其测井响应（据邓宏文，1996）

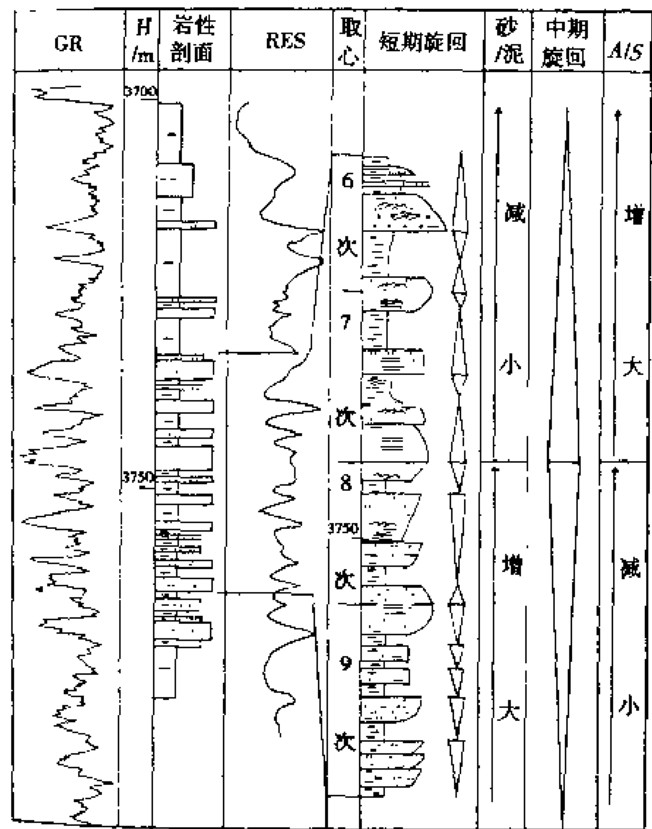


图 7-5 进积和退积对称性中期基准面旋回的沉积特征（据邓宏文，1996）

（3）长期基准面旋回

长期基准面旋回是指在沉积盆地范围内，区域基准面所经历的上升和下降过程。与其对应

的长期地层旋回是以区域不整合面为边界的一套具成因联系的、连续的地层组合。

长期基准面旋回或成因层序界面的确定可以依据以下特征：① 广泛分布的代表区域基准面大幅度下降至地表以下的区域不整合面；② 代表基准面上升初期低可容空间时河流充填作用的河道底部滞留沉积和厚层大型槽状交错层理砂岩；③ 滨岸上超向下迁移、沉积相向盆地方向迁移及沉积相垂向组合的突变；④ 层序边界面上下古生物组合、微量元素含量、地球化学特征的差异；⑤ 成煤环境及煤组分的差异；⑥ 自然电位和自然伽马测井量值的变化、地层倾角和成像测井所反映的地层产状的变化；⑦ 地震反射终止关系的出现以及地震反射波动力学和几何学特征的变化，等等。

(4) 地层旋回等时地层对比

高分辨率层序地层对比是同时代地层与界面的对比，不是旋回幅度和岩石类型的简单对比。一个完整的基准面穿越旋回以及与该旋回伴生的可容空间的增大与减小，在地层记录中对应表现为反映基准面上升与下降旋回产生的二分时间单元。有时，基准面旋回仅由不对称的上升或下降半旋回和代表侵蚀作用、非沉积作用的界面构成。高分辨率层序地层划分对比正是依据基准面旋回变化导致的岩石记录地层学和沉积学特征的过程响应原理进行的。地层记录中不同级次的地层旋回记录了相应级次的基准面旋回。

Cross (1994)认为，在成因层序对比中，基准面旋回的转换点(Turnround point)，即基准面由下降到上升或由上升到下降的转变位置，可作为时间地层对比的转换位置。因为转换点是可容空间增大到最大值或减小到最小值的单向变化极限位置，即基准面旋回的两个时间单元的划分界线。在地层记录中，转换点有时表现为地层不连续面，有时则表现为连续的岩石序列。那么，在地层对比中，如何将不同地方的岩石序列与岩石序列对比、岩石序列与不连续面对比或不连续面之间相互对比，则取决于可容空间和沉积物供给之间的关系。时间—空间图解(图7-2)是对地层剖面进行时间—空间反演的最有效方法，极有助于对地质过程(时间＋空间)的地层响应(岩石＋界面)的理解，有助于确定何时进行岩石对比岩石、岩石对比界面或界面对比界面，以检验层序对比的准确性和可靠性。

由于基准面变化的地层记录是以多级次旋回形式出现在区域范围内，可跨越各种沉积环境，因而以地层基准面识别为基础的地层对比不依赖于沉积环境，也不需要了解海平面的位置与运动方向。例如，在海岸平原至浅海沉积环境的层序地层对比中，可以依据基准面变化特征、砂泥岩厚度变化特征把不同沉积环境的相同基准面旋回对比起来(图7-6)。

基准面旋回对比还应遵循从大到小的原则。也就是说，先进行盆地范围的长期基准面旋回对比，然后再依次进行中期和短期基准面旋回对比。短期基准面旋回对比边界不应穿越中期旋回边界，中期旋回对比边界不能穿越长期旋回边界。另外，还应综合应用露头、岩心、测井和地震资料对基准面旋回进行综合对比和相互验证。较低级次的测井基准面旋回对比必须通过岩心(露头)资料的标定，并且还应将测井基准面旋回划分对比的结果通过合成地震记录的方法与地震反射剖面的基准面旋回划分结果进行相互对比验证，从而达到基准面旋回综合对比的目的。

二、沉积物体积划分原理和相分异原理

1. 体积划分原理

基准面旋回及其伴随的可容空间变化的动力学系统控制着地层的结构和沉积特征。为了进一步理解这一地质过程及其响应的关系，Cross(1994)提出了沉积物体积划分(Volumetric

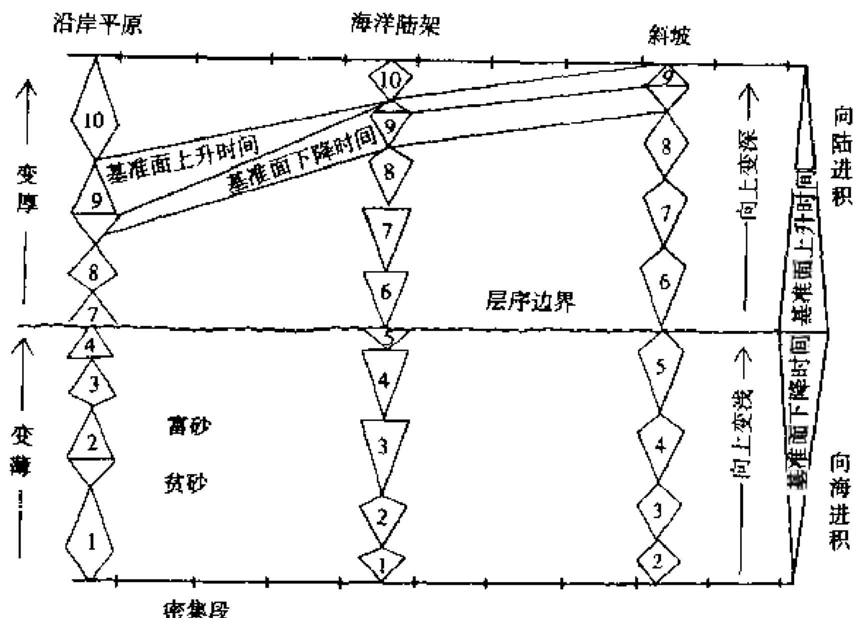


图 7-6　滨岸浅海沉积环境成因地层动态对比略图(据邓宏文,1996)

partitioning)的概念。沉积物体积划分即指在一个成因地层单元内,沉积物可以被划分成不同的相域的过程。

沉积物体积划分是一个非常重要的概念,因为它直接伴随着原始地貌形态的保存程度、沉积物厚度和沉积物内部结构等诸多沉积学和地层学的响应。例如,伴随着有效可容空间位置的迁移,海岸平原至滨海砂岩体系域的堆积样式发生了变化(图 7-7)。在基准面下降期间,有效可容空间位置向海方向迁移,可容空间向海增大,向陆减小,所以滨线海砂岩沉积体积不断增大,海岸平原沉积体积逐渐减小。当基准面上升时,有效可容空间位置向陆方向迁移,可容空间增大,因而堆积在陆地的海岸平原沉积体积逐渐增大。在较长期的基准面穿越旋回形成的成因层序内,地层的堆砌样式以及其地理位置的迁移也与其在基准面旋回中的位置有关(图 7-7)。向盆地方向迁移的地层进积堆积样式形成于较长期基准面旋回的下降期间,随之产生的垂向加积样式形成于基准面下降至上升的转变阶段或基准面旋回上升的开始阶段。向陆方向的退积堆积样式是由于基准面上升形成的,随之产生的垂向加积地层样式是基准面上升末期和下降早期的产物.

2. 相分异原理

伴随着可容空间的变化和沉积物体积的划分,保存在相同沉积环境中的相序和相组合也表现出多样性特征,这种现象被称作为相分异(Facies differentiation)。显然,相分异过程直接影响着储层的三维空间几何形态、岩性和岩相类型以及储层的连续性和非均质性。例如,高可容空间与低可容空间形成的河道砂体的几何形态,砂体的连续性、相互截切程度、保存程度、沉积序列特征和沉积物组合特征均存在着显著差异。高可容空间形成的河道砂体侧向连续性好,相互截切程度低,保存程度高,河流“二元结构”完整;而低可容空间形成的河道砂体侧向连续性差,相互截切程度高,保存程度较低,河道砂发育,河泛平原沉积不发育(图 7-3)。又如,与低可容空间进积成因层序中临滨砂岩相比,高可容空间退积成因层序中的临滨砂岩体积不断减小(图 7-7),侧向连续性变差,相类型和相序趋向简单化,砂岩均质性较高。

从基准面和可容空间变化的动力学观点出发,相同沉积体系域的体积分异(不同沉积环境中沉积物体积之比)、沉积物保存程度、地层堆积样式、相序特征和相类型不是固定不变的,而是随着沉积体系域处于基准面旋回中的位置和可容空间的变化而发生变化。因而,根据沉积动

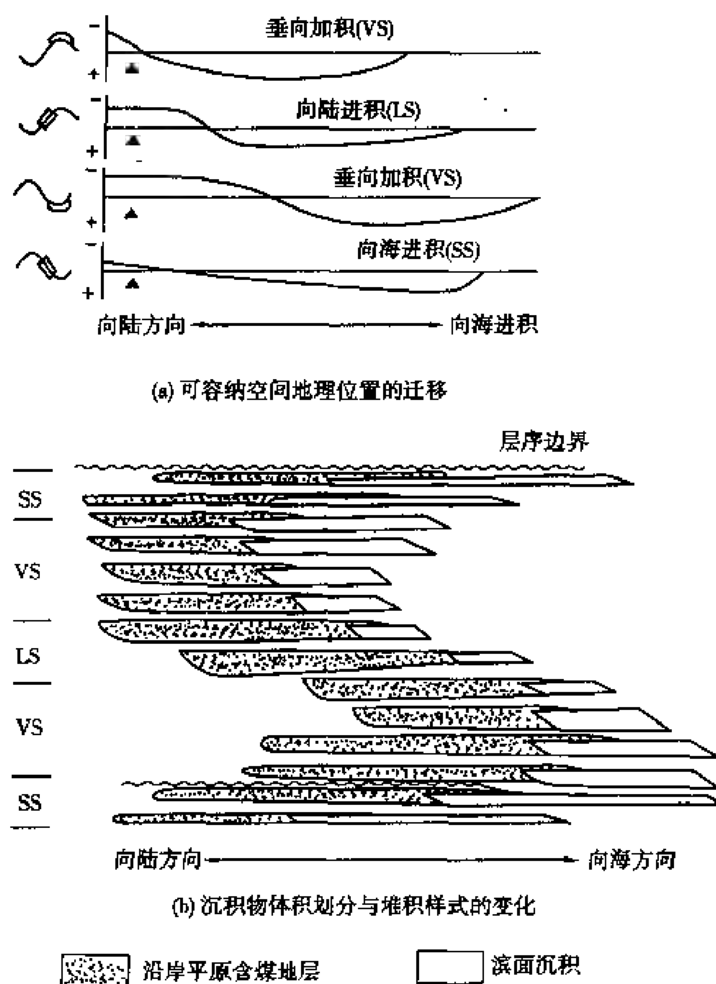


图 7-7　有效可容空间迁移导致沉积物体积划分和成因地层堆积样式的变化

（据 Cross，1994）

力学的观点，分析沉积物堆积期间基准面变化导致的可容空间的变化，解释地层结构和沉积学特征，具有等时地层对比、动态分析沉积过程的优越特点，而不同于传统的静态的沉积相模式类比分析方法。

第二节　高分辨率层序地层学研究

一、海陆相地层高分辨率层序地层学研究

1．海相地层高分辨率层序地层学研究

T. A. Cross（1994）等人曾对海相地层进行了高分辨率层序地层学研究，并建立了海岸平原至浅海沉积硅质碎屑岩的对比模式（图 7-8），进而来说明体系域的体系划分及对比方法。伴随着长期和短期基准面旋回变化所发生的可容空间地理位置的迁移，在海岸平原和浅海沉积环境中的不同地理位置沉积了不同的沉积序列，并表现出了地层的加厚与减薄、相序对称性等方面的规律性变化。沉积厚度变化反映了可容空间与沉积该可容空间的沉积物两者比值（A/S）的变化。在基准面上升时期，海岸平原沉积序列不断加厚；在基准面下降时期，海岸平原沉积序列不断减薄以至遭受剥蚀。在滨岸冲积平原沉积区，基准面上升期间，冲积平原表现出

“向上变深”的非对称旋回，而基准面下降旋回则表现为不整合。在海岸沿岸平原和沙丘沉积区，发育基准面上升和下降共同构成的对称旋回，即由“向上变浅”和“向上变深”相序组成的对称旋回。浅海临滨沉积仅发育基准面下降时沉积的非对称的“向上变浅”的沉积序列，而基准面上升时期以海侵冲刷面为特征。自临滨向海盆中央方向，基准面旋回变化所形成的沉积序列对称性增加。在基准面上升和下降旋回变化中，沉积相序的对称性反映了可容空间与沉积物供给量(A/S)的变化，这种沉积相序的对称性与古地形特征具有密切的关系(图 7-8)。

在海岸平原至浅海陆架和盆地斜坡的沉积环境中，成因层序及组成该成因层序的沉积序列随基准面升降变化而发生迁移。在基准面长期下降期间，尽管短期旋回具有周期性变化特征，但可容空间总的变化趋势是逐渐减小。随着可容空间的逐渐减小，浅海陆架沉积区出现更多的基准面下降非对称旋回。当可容空间减小到接近或处于可容空间极小值时，沉积旋回厚度减小，顶部为基准面下降不整合面或沉积物过路时形成的非沉积作用面。但在海岸平原沉积区，随着基准面的下降，沉积旋回厚度逐渐变薄，并以基准面的上升旋回为主。从长期基准面下降到上升的转变，标志着可容空间增大的趋势，开始了另一个时间幕的沉积过程。随着可容空间的增加，浅海陆架旋回由不对称向对称变化，沉积序列厚度逐渐减薄。在海岸平原沉积区，随着可容空间的增加，沉积序列厚度逐渐加大，对称性变好(图 7-8)。

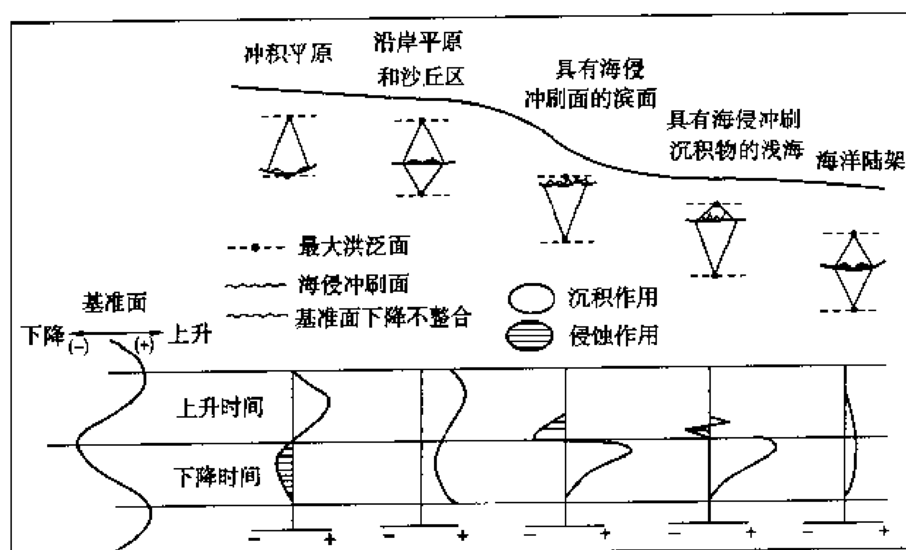


图 7-8　基准面穿越旋回海岸平原—浅海相域体积划分与旋回对称性的变化

(据 Cross，1994)

2. 陆相地层高分辨率层序地层学研究

哥伦比亚 Lianos 盆地 Cusiana 油田是近期发现的大油田。最初认为始新世 Mirador 组储层主要为下切于冲积平原中的河道砂岩和下切于海湾砂泥岩中的微咸水河道砂岩。由于这些河道砂岩横向不稳定，不仅地层对比困难，而且难以确定河道砂岩的展布规律。但是，运用基准面旋回对比技术，可以在始新统 Mirador 组内识别出两个不对称的长期基准面旋回(图 7-9)，每个长期基准面旋回中又可识别出 3～4 个对称和不对称的中期旋回。下部长期旋回由上超到古新世不整合面之上的 3 个向陆方向进积的中期旋回组成。每个中期旋回的上升半旋回均由槽状交错层理河道砂岩→小型槽状交错层理粉细砂岩→波状层理决口扇粉细砂岩→生物扰动发育的纹层状湖相泥岩组成，这种沉积序列特征反映可容空间逐渐增大；中期下降半旋回则为洪积平原杂色致密泥岩。上部长期半旋回由上超在 Mirador 组中部页岩内间断面之上的一系列向陆方向进积的由上升半旋回微咸水河道和下降半旋回三角洲砂岩组成。顶部则以区域分

布的海相泥岩为边界(图 7-9)。

邓宏文教授(1996)曾对美国落基山脉的尤英塔盆地始新统绿河组三角洲和湖泊沉积进行了高分辨率层序地层学研究，并识别出 4 个长期基准面旋回，建立了成因地层对比模式(图 7-10)。在地层基准面旋回中，随着可容空间与沉积物供给比值(A/S)的变化，相同的沉积环境可发育不同的岩石类型和沉积序列，在同一成因层序内，不同沉积环境中形成的沉积序列特征不同(图 7-10)。在盆地的不同演化阶段，长期基准面旋回的地层结构，短期旋回的对称性、沉积模式、沉积相域的体积划分均可存在差异。

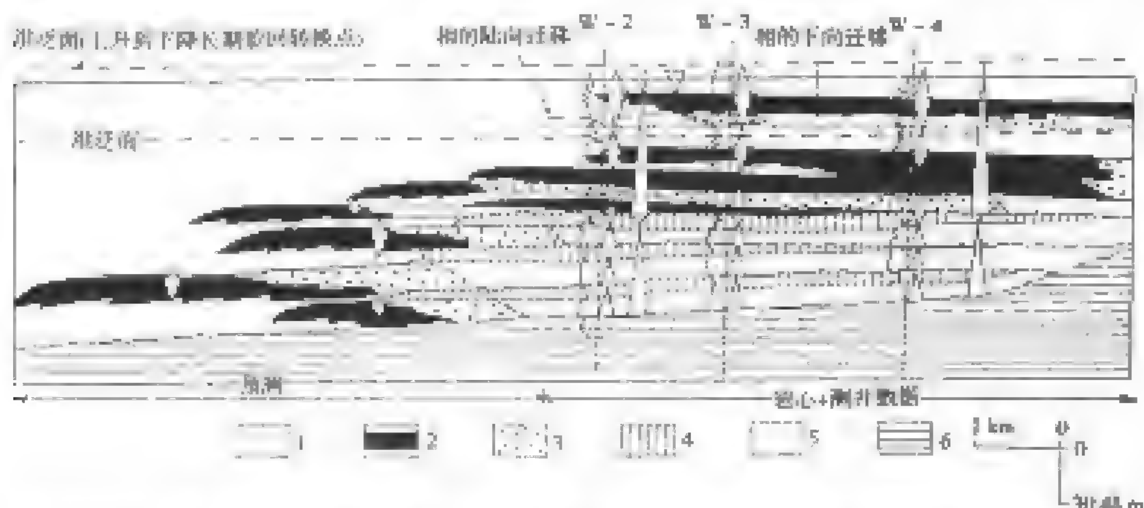


图 7-9 哥伦比亚 Cusiana 油田 Mirador 组高分辨率层序地层对比格架(据 Cross,1994)

1—辫状河砂岩；2—三角洲；3—潮成水河道；4—洪泛平原和决口扇复合体；

5—冲积河道；6—前三角洲页岩和砂岩和泥岩



图 7-10 美国尤英塔盆地南部始新世河流-三角洲-湖泊相域体积划分与旋回对比

(据邓宏文,1996)

二、高分辨率层序地层学与油气勘探

海陆相高分辨率层序地层学的研究表明，Cross 等人创立的地层基准面、体积划分、相分异等基本原理和高分辨率层序地层划分对比技术能够指导海相和陆相盆地较浅水地区、河口部位以及陆上沉积地层的油气田勘探，特别是在描述储层的几何形态，确定储层空间展布以及预测储集体物性等方面均可发挥积极的作用。

基准面旋回的变化影响了可容空间的变化。可容空间控制了某一地质时间内某一地理位置沉积物堆积的最大值，可容空间与沉积物供给量的比值(A/S)决定了在有效可容空间内沉

积物的保存程度、堆积速率以及内部结构。A/S 值的变化直接控制着储集体的几何形态（宽度与厚度之比）、砂体的侧向连续性、相互截切程度等。例如，低可容空间形成的河道砂体由于彼此切割（图 7-3）、相互叠置程度强烈，表现出砂体的低宽/厚比值、良好的砂体连通性能、较薄的滞留沉积和较差的保存程度。随着可容空间增大，河流类型逐渐由辫状河向低弯度曲流河发展，砂体由席状分布特征渐变为下切到冲积平原内的较少叠置或孤立状，侧向连续性差，伴生的泥岩厚度加大（图 7-3）。

根据成因层序之间的堆积样式、成因层序单元内体积划分及其相互叠置的短期地层旋回关系，可以预测未知地区相域分布、相沉积特征以至于储层的物性。根据单个砂体的厚度、层理类型、沉积相序的分析可知，在基准面上升半旋回中，可容空间增大，A/S 值增加，随着沉积砂体沉积物变细，孔隙度降低，物性变差；在基准面下降半旋回中，可容空间逐渐变小，沉积物供给量增多，A/S 值减小，出现孔隙度自下而上明显增加、砂岩物性变好的趋势（图 7-11）。

根据具有时间意义的地层界面和流体流动单元岩石物性边界一致性原理，高分辨率地层对比等时地层格架为流体流动单元数值模拟提供了基础。在基准面旋回变化中，通过对沉积序列和岩石物性的综合研究，可以预测成因层序的岩石物理性质。

高分辨率层序地层学是一门新兴的层序地层学科，正处于不断发展完善之中。可以相信，通过海陆相地层高分辨率层序地层学的系统研究，高分辨率层序地层学基本理论和等时对比方法技术将会在油气田勘探开发中得到广泛应用。

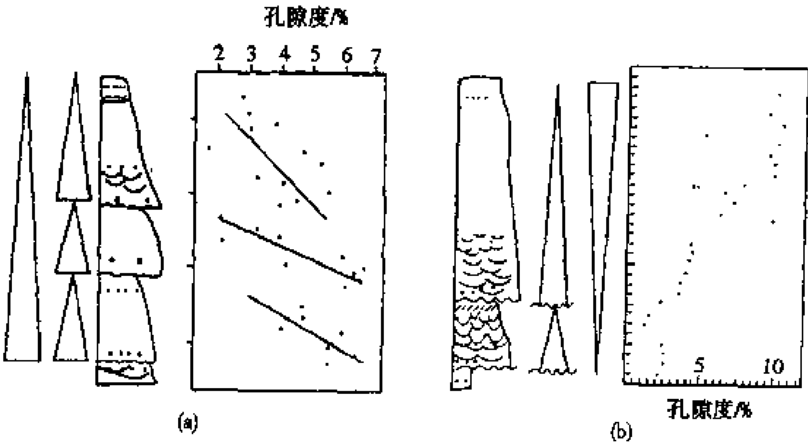


图 7-11　分流河道砂体孔隙度与基准面变化关系（据邓宏文，1997）

第八章　成因地层层序分析

对于沉积盆地分析中成因地层的划分与对比，Frazier(1974)提出了沉积幕(Depositional episode)的概念，并以美国墨西哥湾岸盆地西北部第四系为例作了精辟的阐述。Galloway(1989)继承并进一步发展了沉积幕的概念，提出了与Exxon公司研究人员不同的成因地层划分对比方法和标准。Galloway通过对墨西哥湾岸盆地和米德兰盆地古生界充填历史的综合分析，认为一个沉积盆地的沉积充填历史过程通常是幕次的或者是旋回性的。这种以重复的进积作用幕为特征的海相盆地边缘的充填作用都是由于沉积台地上间断出现海泛作用造成的。在沉积幕概念基础上发展起来的成因地层层序不但强调盆地边缘的建造和盆地的充填过程，而且强调盆地边缘的区域性水进过程。成因地层层序是沉积幕的产物，它是以最大海泛面为边界并由区域古地理稳定期形成的进积相、加积相和退积相组成。成因地层层序的边界是一种记录沉积间断的薄层界面，强调三维沉积体系的地层完整性，而不是依赖于海平面下降产生的陆上侵蚀面来划分层序边界，认为海进和海泛作用造成的各种薄层的、广泛分布的沉积相序、显著的侵蚀面和上覆的凝缩段才是易于识别、便于对比和能够准确定时的良好层序边界。

第一节　成因地层层序理论基础

一、基本概念

1. 沉积事件与沉积幕

沉积事件(Depositional event)是Frazier(1974)针对不同幅度的局部沉积脉冲提出的一个概念。它是指在一个相对短的时期内发生的由初始前积、准同生和过渡加积到最终海进(退积)过程的产物(图8-1)。每一个沉积事件由一个相序列记录并加以确定。每一个相序列的所有沉积相在成因上均与同一个沉积物源有关。根据Frazier(1974)的定义，局部沉积、短时间间断、同一物源以及可预测的内部结构(前积、加积、海进)是沉积事件及其产物——相序列的重要特征。后来，Wagoner(1988)将相序列命名为准层序。

沉积幕是Frazier(1974)提出的另一个重要概念。沉积幕是指由多个沉积事件构成的大型成因地层单元(图8-2)。每一个沉积幕是由一个沉积复合体记录并确定的。沉积复合体依次由若干个相序列(准层序)组成，它是在构造和气候背景均是相对稳定的时候，由盆地边缘点物源所形成的若干准层序的复合体。沉积幕记录了两次最大洪泛事件之间的一个完整的相对海平面升降周期。实际上，沉积复合体的内部结构是非常复杂的，这主要是因为内部准层序的叠置关系是复杂的。因此，在规模(区域乃至盆地范围)、时间间隔(一个相对海平面变化周期)、物源(沿盆缘的全部点物源)、内部结构(取决于准层序叠置样式)以及最大海侵终止等方面均与沉积事件不同(表8-1)。

Frazier(1974)在对墨西哥湾岸盆地第四纪沉积体系三维地层研究的基础上，认为以下基本原则是成因地层层序研究的基础，即：

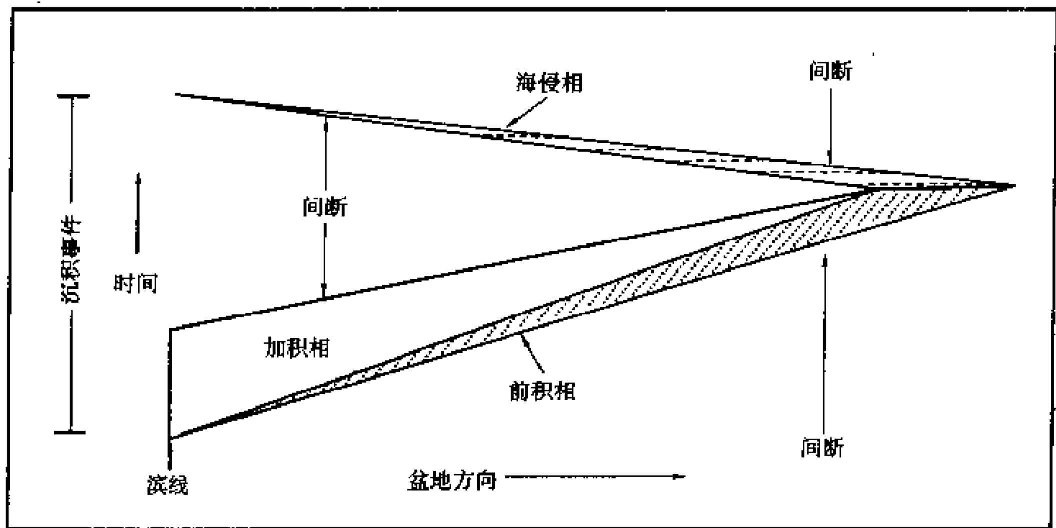


图 8-1 沉积事件示意图(据 Frazier,1974)

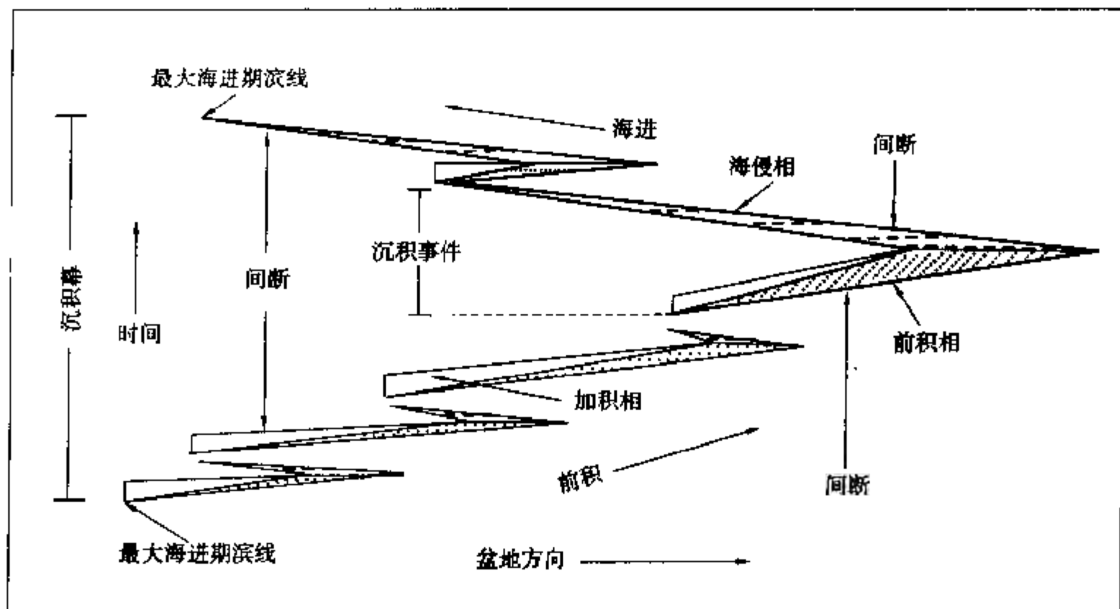


图 8-2 沉积幕示意图(据 Frazier,1974)

表 8-1 沉积事件与沉积幕特征对比表(据薛良清)

特　征	沉积事件	沉 积 幕
规　模	局部	区域性的或盆地范围的
时间间断	前积脉冲	一个相对海平面变化周期或沉积物补给周期
物　源	单点物源	所有周边点物源组合
内部结构	前积—超覆	连续的前积、加积和退积叠置样式
最终事件	局部洪泛事件	最大洪泛事件
岩石地层单元	准层序	成因地层层序

① 陆源碎屑物质均是从盆地外部来的,开始一定由河流搬运到盆地边缘。因此,碎屑沉积物充填的沉积盆地古地理主要布局必然要涉及到河流主要轴向的变化。

② 盆地是被沉积期(退覆)和非沉积期(海进)沉积物充填的。在任何一个沉积内,活跃的沉积作用总是集中在沉积盆地的一个区域内。在其它地区,沉积量很少或以无沉积作用或以侵

蚀作用为主。因此，沉积段将被无沉积的间断所分隔。

③ 尽管海底间断面所代表的时间间隔各处不一，但是海底各地的间断面均将不同沉积事件的沉积物分开，因此，这个海底间断面具有年代地层意义。

④ 每个沉积事件都以间断面(从初始滨线到最大海泛滨线之间)与其它事件分开。每一个简单的沉积事件都是由进积、加积和海泛沉积组成的，并在沉积相序中呈有规律的排列。多个沉积事件就构成了沉积幕(图 8-1、8-2)。

2. 成因地层组合

成因地层组合是指几种相关沉积体系的集合体。所谓沉积体系是指具有成因联系的相的三维空间组合。沉积体系类型与自然地理单元特征密切相关，所以同期沉积体系的组合就能够反映古地理单元的特征。

3. 边界间断面

边界间断面是分隔成因地层组合和反映盆地沉积历史发生重要中断的标志。这些边界间断面可以是在无沉积作用期或者是非常缓慢的沉积作用期形成的。边界间断面之上可以存在也可以不存在陆上或海底的侵蚀作用。边界间断面具有多种成因，它可以作为分隔不同时期体系域和成因地层单元的界限。

不整合面是截切下伏地层的一种间断面，其主要类型包括陆上侵蚀面(包括深切谷)、海进期侵蚀形成的冲刷面和反映沉积未补偿、流水破坏侵蚀作用形成的陆棚和斜坡上的侵蚀区。

凝缩层是沉积速率非常缓慢的沉积产物，也是成因地层组合边界间断面的一种类型。在陆源碎屑海相沉积盆地中，分布广泛、沉积厚度薄、富含有机质的半深海和深海沉积，即凝缩层反映了沉积物的非补偿作用，与其伴生的薄层泥灰岩、海绿石、硅质页岩和磷酸盐等沉积也反映了极其缓慢的沉积作用。在陆相碎屑岩沉积盆地中，广泛分布的古土壤和煤层也代表了湖泛时缓慢的碎屑沉积作用。

4. 地层构型

地层构型是指地层的叠置样式，常见的地层叠置样式表现为进积、加积和退积特点。利用地层构型可以描述沉积体系内部或成因地层组合边界面上地层之间的几何关系，提高人们依据地层关系解释沉积作用过程和盆地充填历史的能力。

二、沉积幕与成因地层层序

1. 沉积幕与层序单元

Galloway(1989)在沉积幕概念的基础上提出了成因地层层序样式。他认为，成因地层层序是沉积幕的沉积产物。成因地层层序由 3 个重要部分组成，即远超前积部分、上超海进部分及反映最大洪泛作用的顶底界面(图 8-3)。

远超前积部分由 3 个次级单元组成：① 反映海岸平原加积作用的砂质河流、三角洲平原和海湾—潟湖相；② 海滨带的前积沉积物，向陆方向它位于先期沉积层序的海泛沉积台地之上，而向海方向则位于同期远超(退覆)的大陆坡相之上；③ 混合加积的下斜坡和进积的上斜坡相。上斜坡的进积相是主要的，并显示清晰的斜坡层理形态，而斜坡下部和盆地平原加积相序列表现为复杂的超覆和丘状层理形态，故可用 Mutti(1985)的Ⅱ型浊积岩进行描述。

上超海进部分包括：① 滨线后退期间和之后立即沉积并经过改造的海滨相和陆棚相；② 上斜坡和陆棚边缘沉积经受重力作用在斜坡脚重新沉积的裙状体，因此，一个明显的再沉积物裙状体超覆于斜坡沉积之上(图 8-3)。

成因地层层序以最大海泛面为界，它们是海进期间陆棚和陆坡的碎屑沉积物供给处于相对饥饿状态及随后的最大海泛时期的沉积记录。最大海泛面分隔了下伏层序的上超海进部分与上覆层序的远超前积部分。在成因地层层序中，Galloway(1989)利用陆上间断侵蚀面来分隔一个成因地层层序中的远超前积部分和上超海进部分。

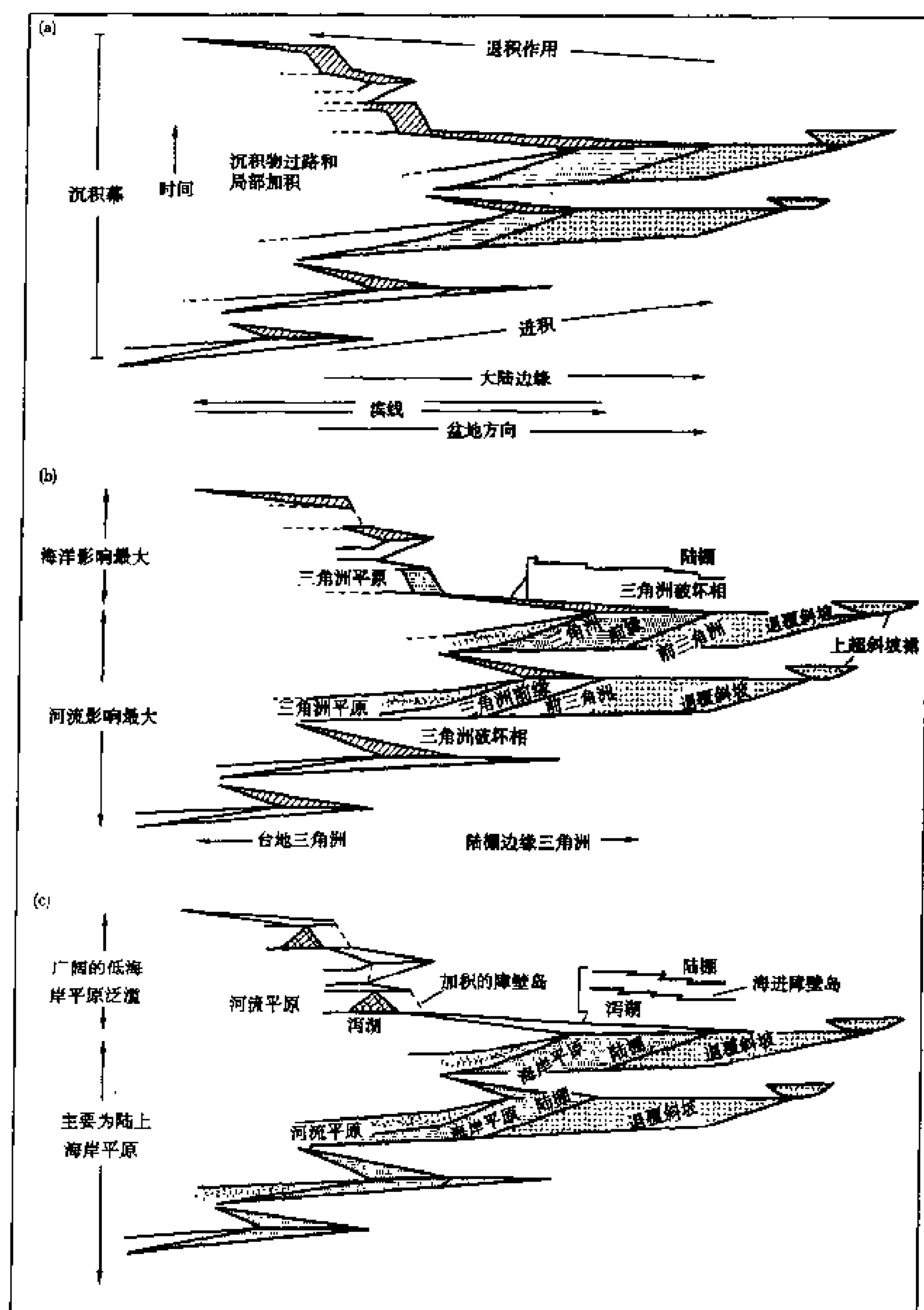


图 8-3　表示沉积幕的典型前积与退积作用复杂历史的理想时空图(据 Galloway，1989)

(a) 沉积幕；(b) 沉积于三角洲沉积中心的常见成因相组合；(c) 沉积于三角洲间的常见成因相组合

2. 层序的侧向及垂向变化

沉积盆地中所有的成因地层层序均是具有区域连续性的三维地层单元。在理想情况下，每个成因地层层序在倾向和走向方向上都包含了几个相关的沉积体系。在许多离散型边缘盆地和前陆盆地中，现代和古代的海岸平原在侧向上都常存在一种伴生的沉积单元。大型的盆外河流体系产生了广阔的海岸平原冲积裙和进积到陆棚边缘的三角洲岬角(图 8-4)。在河流或三

角洲轴部之间，小型河流产生的河流平原向盆地方向逐渐变化为三角洲间湾。三角洲间湾沉积物是通过部分河流和来自相邻三角洲岬角的沿岸流搬运而来的。陆棚边缘位于滨外，是从海滨带的海湾沉积体系向盆地方向扩展的。

三角洲岬角和三角洲间湾的相组合时空关系具有良好的规律性(图 8-3)。在海岸后退期间，最初的三角洲进积作用首先使前期沉积幕的海泛台地发生再次沉积作用。随着前三角洲和三角洲前缘不断向前进积，三角洲平原会覆盖在具进积特征的台地之上。当进积作用扩展到下伏的陆棚边缘时，三角洲前缘、前三角洲和陆棚边缘的沉积厚度得以加大，而且重力流沉积可能会成为一种较为重要的沉积作用。海退作用建造的斜坡包括三角洲体系和退覆的海底扇体系构成的进积单元。同时，由于内陆三角洲平原的连续加积，最后会形成一种分布广泛的加积冲积裙。在这种加积冲积裙上，主干河流的大规模决口会导致三角洲朵叶体的变形。退积作用产生的三角洲前缘和前三角洲是十分局限的。基准面的相对上升会增强三角洲和河流平原的加积作用。不稳定的陆棚边缘三角洲沉积可延续到再沉积作用发育的三角洲前缘、前三角洲以及上斜坡沉积区，产生不断上超的斜坡裙。大型的海底峡谷可以深切广阔的陆棚(图 8-4)。

在三角洲之间的沉积区，砂质及泥质的滨海平原推进到前一次沉积幕次的海泛陆棚台地之上(图 8-4)。陆上的海岸平原通常是由许多小型河流沉积构成的河流平原。在陆棚边缘，海退建造的速率是缓慢的，陆棚边缘的泥质沉积物可一直延伸到斜坡。斜坡退覆沉积也是由进积和加积的再沉积物混合而成的。包括富砂相在内的各种陆棚体系沉积，可能都形成于海进和海泛期，因为陆棚沉积来自于再次活动的海进沉积或同期的退积沉积，所以陆棚沉积体系的分布反映了以前沉积幕的古地理特征。

总之，成因地层层序是一种沉积组合，它记录了盆地边缘的海退建造作用和以广泛分布的盆地边缘海泛期沉积边界的盆地充填作用沉积幕(图 8-5)。限定最大海泛作用时间的薄层沉积或海泛面通常构成了主要三维沉积体系之间的边界。典型的海进相薄层沉积和记录最大海泛作用的凝缩段，都可成为许多沉积盆地地层对比的标志。这种以海泛面为边界的成因地层层序沉积体系研究不同于 Vail 等人提出的不整合为边界的沉积层序研究(图 8-5)。Galloway (1989)认为，在成因地层层序中，海岸平原河流、三角洲及它们之间的海滨带、陆棚和斜坡沉积体系的沉积作用演化模式是可以识别和预测的。

三、沉积层序与成因地层层序对比分析

沉积层序是以不整合面和与之可对比的整合面为界的一套具成因联系的、连续的沉积单元。一个沉积层序可以包括几个海泛面和最大海泛面，而成因地层层序是以最大海泛面为边界的沉积幕的沉积产物。所以沉积层序边界与成因地层层序边界是不同的。

关于层序的成因，Vail 等人(1988)认为，全球海平面升降变化旋回是形成沉积层序的根本因素，全球海平面变化、构造沉降、沉积物供给和气候共同控制了沉积层序的地层构型。成因地层层序是沉积幕的产物，它强调两个因素，一是盆地边缘的建造与盆地的充填过程，另一个因素是盆地边缘的区域性水进过程。区域性水进过程达到最大范围时，所形成的最大洪泛面就构成了成因地层层序的边界。

在表示重要事件(脉冲)和相对海平面稳定性关系的演化模式中，成因地层层序与沉积层序的边界存在明显差异(图 8-5)。沉积层序的边界往往是在海平面下降时期，陆棚广泛出露地表遭受风化剥蚀形成的区域性不整合界面及与之可对比的相关层面。而成因地层层序的边界是区域性水进达到最大范围时形成的最大洪泛面。Galloway(1989)认为，成因地层层序可以

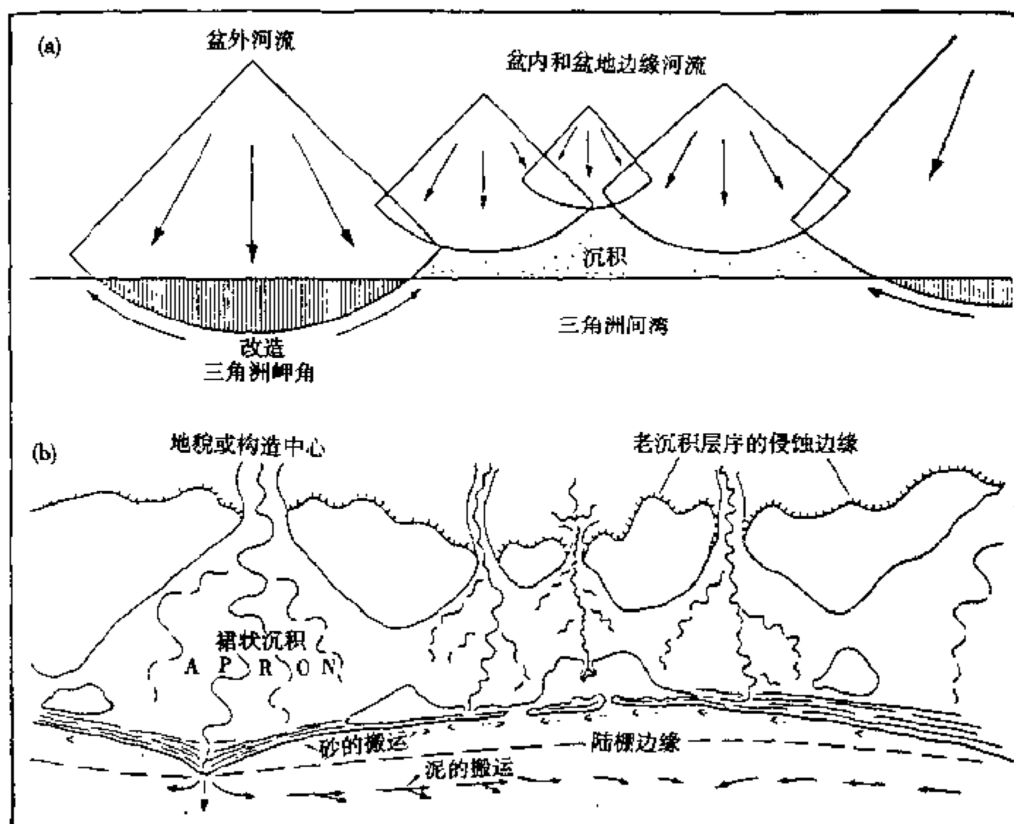


图 8-4 进积的碎屑海岸平原和陆棚的理想古地理单元(据 Galloway,1986)

(a) 一个或多个河流三角洲岬角推进到陆棚边缘并进入上陆坡；

(b) 滨线和三角洲间湾的陆棚沉积物主要是由沿岸流搬运的砂和泥

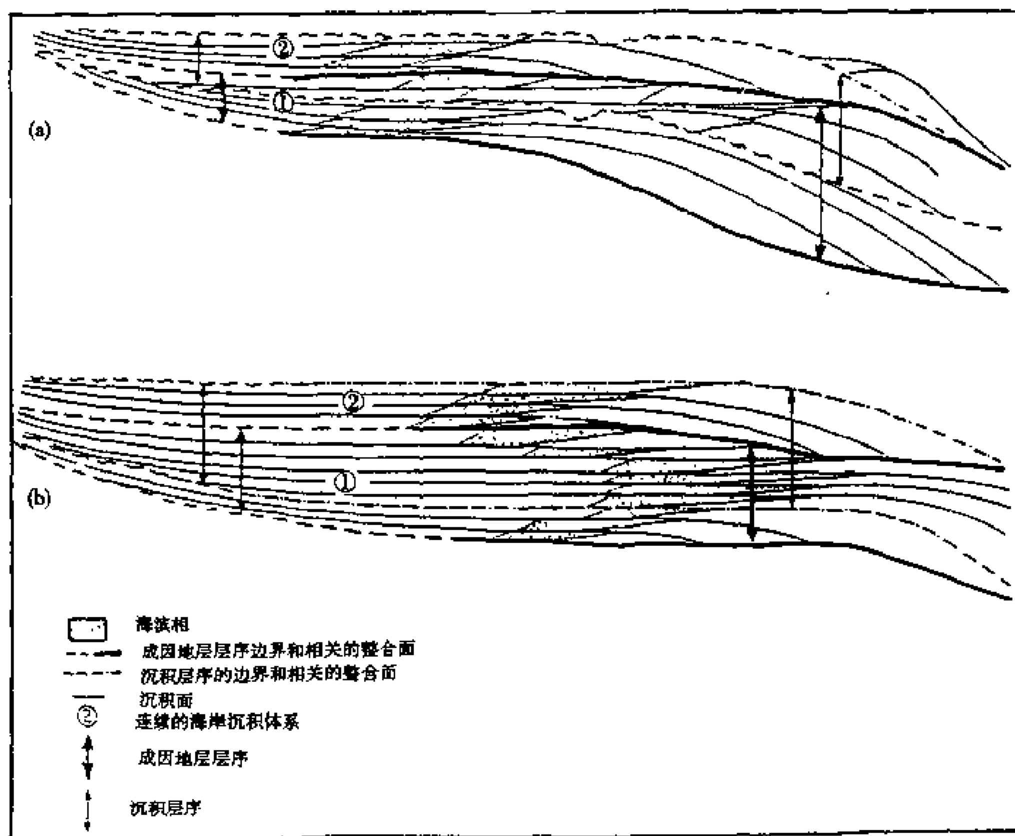


图 8-5 沉积层序边界与成因地层层序边界的比较(据 Galloway,1989)

使人们更加全面地了解沉积盆地的沉积历史、构造发育史和海平面演化史。这是因为：① 最大海泛面以广泛分布的海相层或海底侵蚀层为特征，易于识别和追踪对比；② 最大海泛面能够有效地将海相和非海相沉积体系区分开来；③ 可依据古生物学原理和方法确定最大海泛后富含化石的密集段的地层时代，可为区域层序地层对比建立年代地层格架；④ 海侵形成稳定的标志层，在盆地分析中，海侵和高水位沉积相展布宽，易于对比。总之，成因地层层序模型强调的是确定基本地层组合中相的相关性，认为沉积物供给和沉降速率的变化与海平面波动对层序的形成同等重要。

Vail 等人认为，以不整合面或与之对应的整合面作为沉积层序的边界要比以海泛面作为成因地层层序的边界更加合理。这是因为：① 层序边界是在盆地范围内将新老地层分开的唯一界面，具有年代地层学意义。② 层序边界不受沉积物供给的控制。当海平面相对快速下降并伴随沉积物大量供给时，便形成了以削截为标志的层序边界；当海平面相对迅速下降而沉积物供给缓慢时将会形成以广泛出露地表为标志的层序边界。而海侵和海退受沉积物供给的明显控制，即使在一个给定的沉积盆地内，在不同部位也不可能同时发生海进和海退。所以，沉积物供给的区域性差异造成海岸线迁移规律的差异，从而造成成因地层层序的区域穿时现象。③ 层序边界常以重要的区域侵蚀和上超为标志，它明显控制了沉积相带的分布。体系域在层序内周期性出现并且与层序边界有关。④ 沉积层序 I 型层序边界上下存在明显的沉积间断和相带向盆地方向的迁移，这个沉积间断常位于海退沉积单元的中上部。若以成因地层层序的边界海泛面来划分地层，那么在成因地层层序中就可能包括不整合面(图 8-5)。

沉积层序和成因地层层序对陆架边缘侵蚀和退积的时期、过程和作用强调的重点不同。Vail 的层序地层模型中海平面下降到陆棚坡折以下时会产生深切谷，海平面稳定下降并保持稳定时会导致峡谷充填。在成因地层模型中，陆架边缘、斜坡侵蚀和退积过程是由陆架边缘、上部斜坡的不稳定性和沉积物补给速率、暂时的古地理变化、海岸和陆架形态等因素控制的。在一个沉积幕的不同时代，不仅存在扇体沉积而且也可以发生海底峡谷的冲蚀和充填。

第二节　成因地层层序研究

一、海相成因地层层序研究

1. 成因地层层序边界的形成与特征

识别成因地层层序的边界，即识别最大海泛面及与其相对应的地层界面是确定成因地层层序的关键。

最大海泛面形成于陆棚的最大海进期。此时，沉积中心不断向陆地方向迁移，盆地沉积范围不断扩大，沉积物的供给受到一定抑制，结果在陆棚中部、外部和向海盆中心方向的斜坡、盆地平原等沉积地区表现出极为缓慢的沉积特征。在该沉积环境中沉积而成的沉积物主要为富含较深水化石或富含自生矿物海绿石、菱铁矿和磷酸盐矿物的半远洋和远洋泥岩。该沉积物分布广，沉积厚度薄，常被人们称之为凝缩层。在凝缩层中心部位，存在着最大海泛时期形成的最大海泛面。最大海泛面沉积不仅响应于地震反射剖面上最远的滨岸上超点，而且常被若干个前积斜层下超，所以下超面常是凝缩层存在的一个良好标志。在测井曲线上，凝缩层和最大海泛面常对应于：① 富含铀、磷、海绿石的高自然伽马泥页岩；② 低自然电位、高电阻、高密度的薄层钙质泥页岩或泥灰岩；③ 低电阻和低自然电位的纯海相泥岩；④ 沉积物粒度向上变细再变

粗的测井响应转折处，反映海平面相对上升到最大水进期而后又转为相对海平面的下降期。

最大海泛面和凝缩层的识别判断要综合利用露头、岩心、钻井、测井资料和地震资料，进行相互对比验证分析，以准确确定最大海泛面的区域分布特征。

2. 美国墨西哥湾新生代成因地层层序研究

Galloway 将以最大海泛面为边界的沉积组合称为成因地层层序，它是由在时间和空间上持续不变的沉积体系和成因上共生的相组成的。成因地层层序有些类似于 Wagoner(1987)的准层序组。Galloway 等人(1989)通过对墨西哥湾岸盆地充填历史的分析，认为一个沉积盆地的充填历史常具有旋回特征。美国墨西哥湾岸盆地西北部新生代充填历史以沉积物连续不断地快速注入的呈明显重力变形的厚层前积层序为特征。尽管后期的海侵通常都不如前期海侵向陆方向海侵得那么远，但每个沉积幕均以滨线的向陆前积和随后数十公里的向海后退为特征。墨西哥湾岸盆地新生界由一套海岸平原和近海沉积的砂岩与海相泥岩的交互层组成。海岸平原和近海相砂体不断向盆地方向延伸并被厚层海相泥岩覆盖、分隔(图 8-5)。这种以海相泥岩为成因地层层序边界的沉积旋回为区域地层对比和沉积体系分析提供了基础。美国墨西哥湾岸盆地新生代地层记录反映了两方面的幕式特征。一是以海滨带位置来定义的整个相位发生了广泛的沉积脉动，反映了继前积作用之后又发生了退积或海进作用(图 8-6)；另一个是根据陆棚边缘来定义的大陆边缘存在着活跃的建造期与相对稳定或微弱退积期的相互交替作用(图 8-7)。

墨西哥湾岸盆地西北部大陆边缘海退建造作用的主要新生代沉积幕与构造事件、气候和海平面变化密切相关(图 8-8)。尽管这个离散洋盆的沉陷是由沉积负载作用引起的，但陆棚边缘发生的脉冲式前积作用仍与沉积物供给的大规模变化有关。

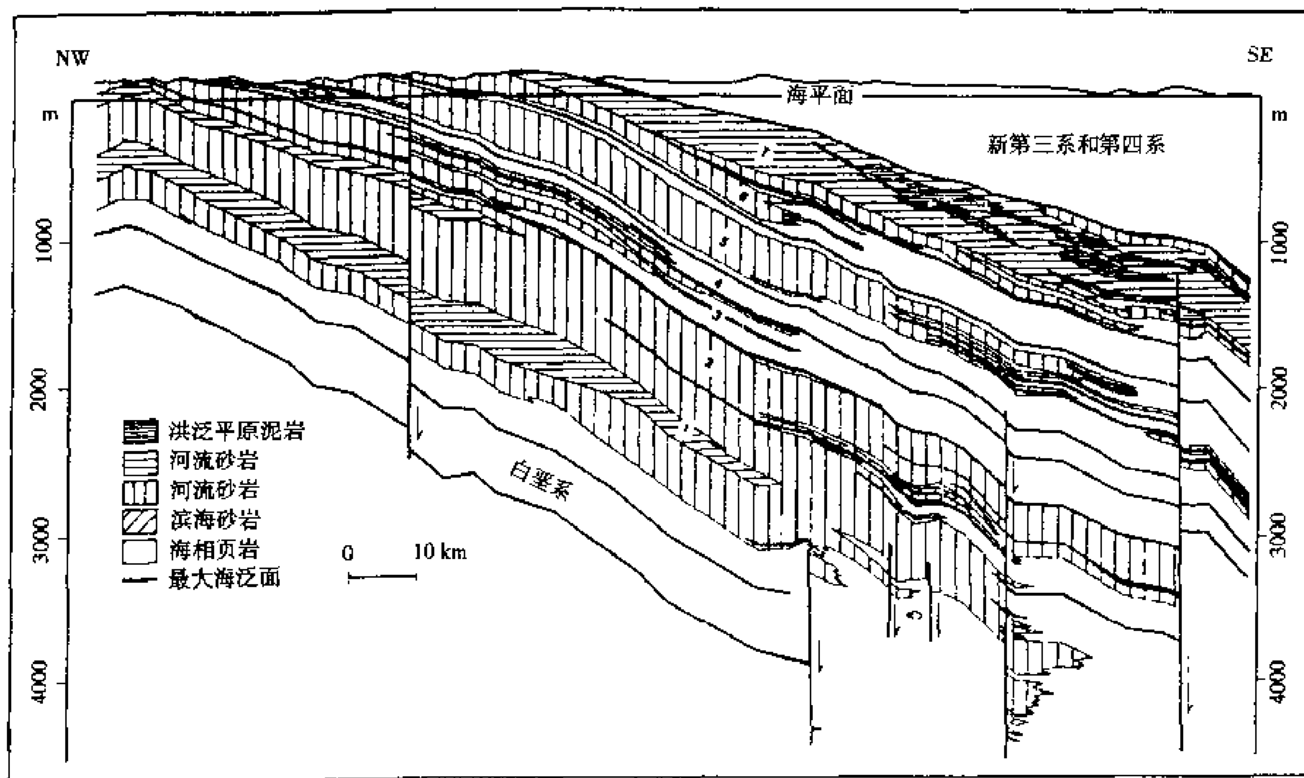


图 8-6　墨西哥湾岸盆地西北部新生代倾向地层剖面(据 Galloway，1989)

造成大陆边缘前积作用的主要沉积幕与北美板块内的主要构造事件相对应。物源区和盆地周缘的构造作用是富砂质层序沉积时间和位置的主要控制因素。区域性最大海泛面所划分

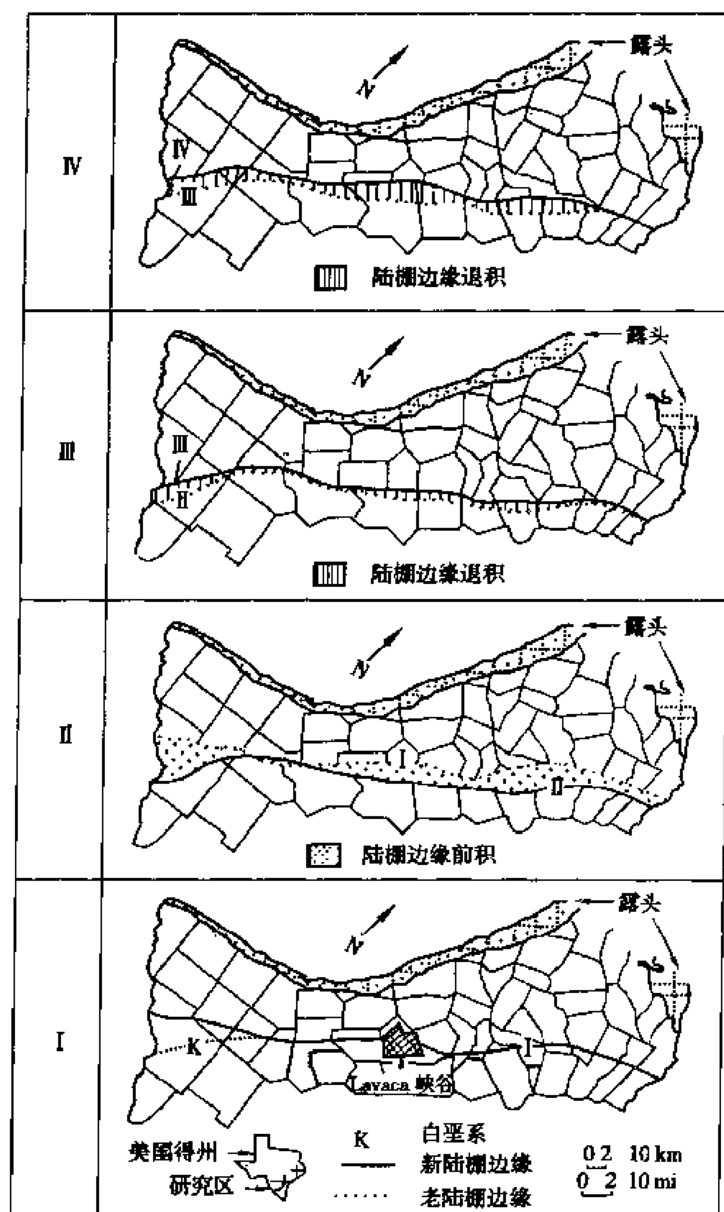


图 8-7 美国得州滨岸平原古新世成因地层层序大陆边缘建造与退积旋回

（据 Galloway，1989）

的成因地层层序记录了侧向相关的沉积体系组合的演变。墨西哥湾岸盆地西北部新生界包括 9 个沉积幕。在不同成因地层层序中，盆地河流体系及其相关的三角洲沉积中心在许多沉积相带之间均发生了明显迁移。但在每个成因地层层序内，古地理条件保持相对稳定，然而沉积风格会因海平面升降变化而发生改变。例如，在古新世下 Wilcox 层序下超前积部分，河流能量影响相对较弱，三角洲体系多呈河控或波浪轻微改造的鸟足状、舌状三角洲；在成因地层层序的上超海进部分，盆地能量的影响相对较强，三角洲体系常为弓形尖头状浪控三角洲（图 8-9）。

二、湖相成因地层层序研究

Galloway 等人在海相沉积盆地中总结的成因地层层序分析的基本原则完全适用于湖相沉积盆地。在广泛发育陆上不整合面并存在明显的沉积相向盆地方向迁移的条件下，应将成因地层层序进一步细分为前积体系域、低位前积复合体和水进体系域。在不同体系域中形成的三角洲体系具有各自的沉积特征，薛良清（1994）曾以松辽盆地中生界沉积旋回为例，阐述了成因

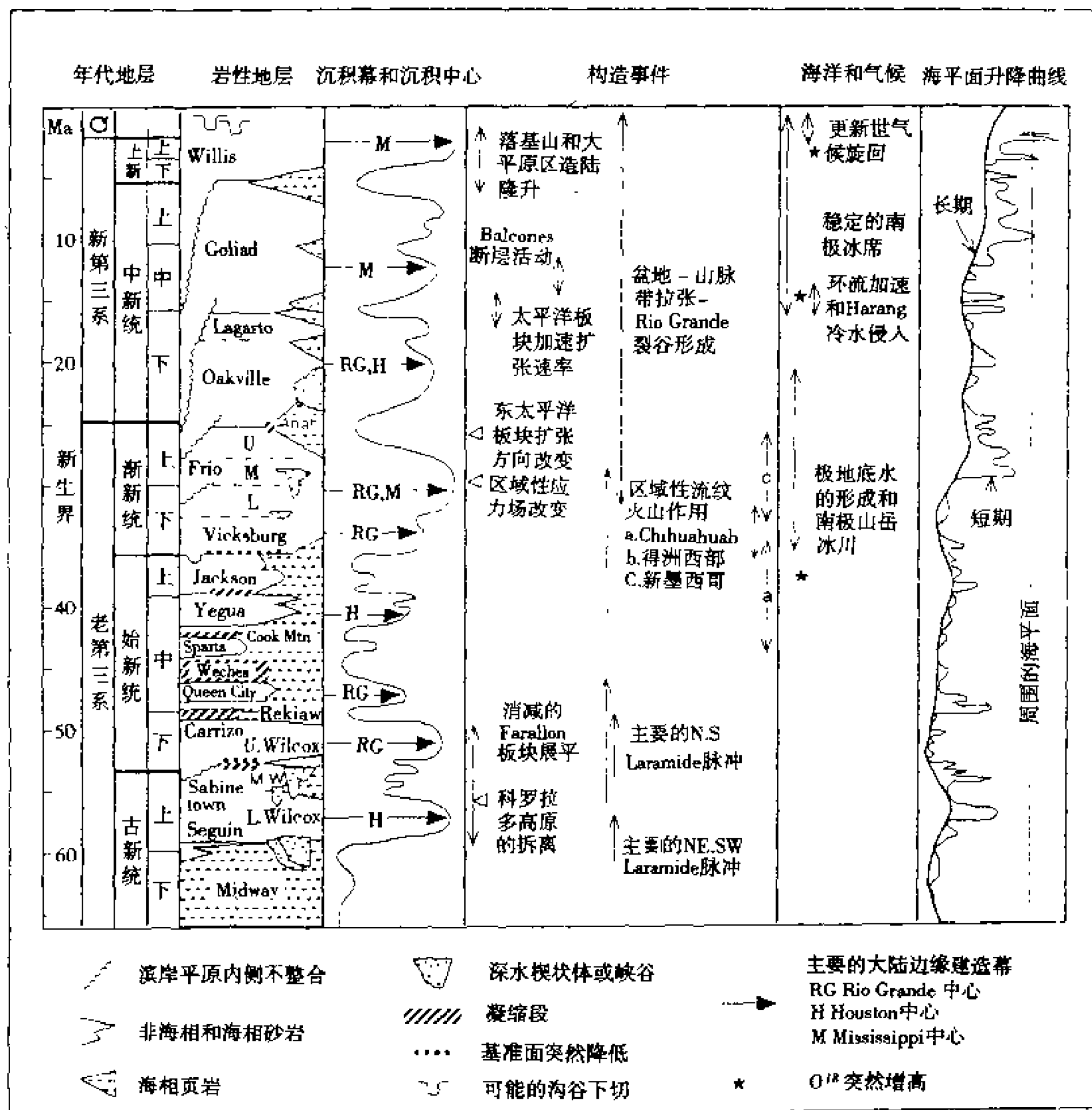


图 8-8 美国墨西哥湾岸盆地新生代沉积幕及其与构造事件、气候变化、全球海平面变化曲线的对比(据 Galloway、薛良清，1989)

地层层序的结构特征、成因地层层序的级别以及各成因地层层序的沉积特征等。

1. 松辽盆地中生界上白垩统成因地层结构及等级

薛良清等人(1993)依据成因地层层序的基本原理，对松辽盆地上白垩统青山口组、姚家组和嫩江组(简称 QYN)进行了成因地层层序分析研究，认为 QYN 沉积复合体包括青山口组、姚家组以及嫩江组下部嫩一段。

青山口组一段属于最大洪泛期沉积，主要由广布的、富含有机质的湖相泥岩组成，面积达 87 000 m^2。青山口组二、三段反映快速前积的三角洲沉积体系。姚家组沉积期间，湖平面上升，滨线向陆后退。嫩江组沉积期间，湖平面上升达到高峰，水域面积超过 100 000 km^2。显然，青一段和嫩一段广泛分布的暗色泥岩构成了成因地层层序的顶底界。松辽盆地 QYN 沉积时期，盆地周缘存在 3 个主要物源区，分别形成了北、西和西南方向的 3 个三角洲沉积体系。三角洲之间的沉积主要为滨浅湖相灰黑色泥岩夹灰白色粉砂岩、薄层介壳灰岩。盆地东部缺少沉积物供给，滨浅湖沉积由红色、灰绿色和灰色泥岩及少量粉砂岩构成。

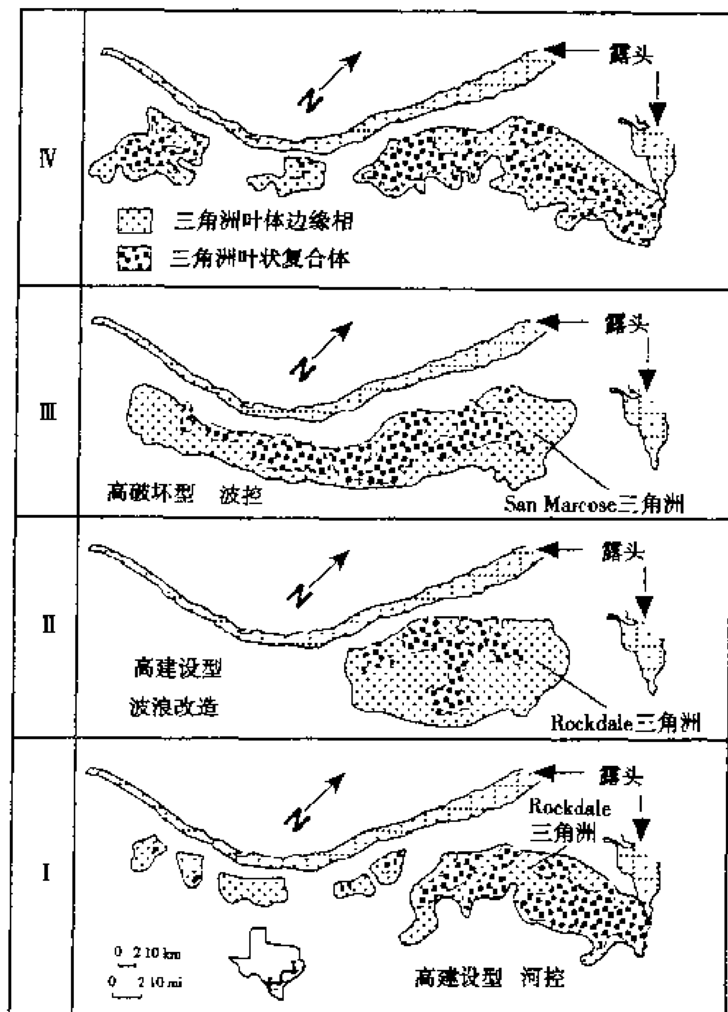


图 8-9 美国墨西哥湾岸盆地古新统下Wilcox成因地层层序中的三角洲类型
(据薛良清,1993)

最大湖泛时期沉积的青一段和嫩一段区域性分布的暗色泥岩不仅可以作为QYN成因地层层序的底部和顶部界面,而且它们富含有机质,构成了该盆地中的主要烃源岩。在QYN成因地层层序内,沉积幕的特征反映为3个主要三角洲体系的稳定古地理系统,且以整个盆地范围内沉积物输入量最小的有效时间段(最大湖泛时期)为界。除了青一段和嫩一段区域性洪泛面之外,在QYN中还存在两个重要的侵蚀面。一个是发育于最大水退期间的北部和西部两个沉积中心内青山口组顶部广泛分布的陆上不整合面,穿过该界面,沉积相向盆地方向发生迁移,姚家组上超终止并发生陆上侵蚀。在松辽盆地西南部,青山口组顶部冲积层段中也存在一个相应的不整合(图8-10)。根据上述不整合面、最大湖泛面以及次级湖泛面,可以将松辽盆地西部和北部的QYN成因地层层序细分为前积体系域、低水位前积复合体和水进体系域。在QYN成因地层层序的下部,青山口组的前积体系域以最大洪泛面为底界,以陆上不整合面为顶界,层序中部低水位前积复合体由姚一段沉积楔状体组成。青山口组顶部的不整合面和广布的萨尔图-葡萄花泥岩之下的湖进面分别构成了姚一段低水位前积复合体的底界和顶界。QYN成因地层层序的上部由姚二段和姚三段水进体系域组成。在湖平面长期上升期间,沉积形成了向陆迁移叠置的三角洲朵叶体(图8-10)。显然,松辽盆地QYN成因地层层序研究成果提供了具有斜坡边缘湖相盆地的成因地层层序样式。

湖相成因地层层序在地层模式、组成和界面类型等方面均类似于海相沉积盆地,但松辽盆

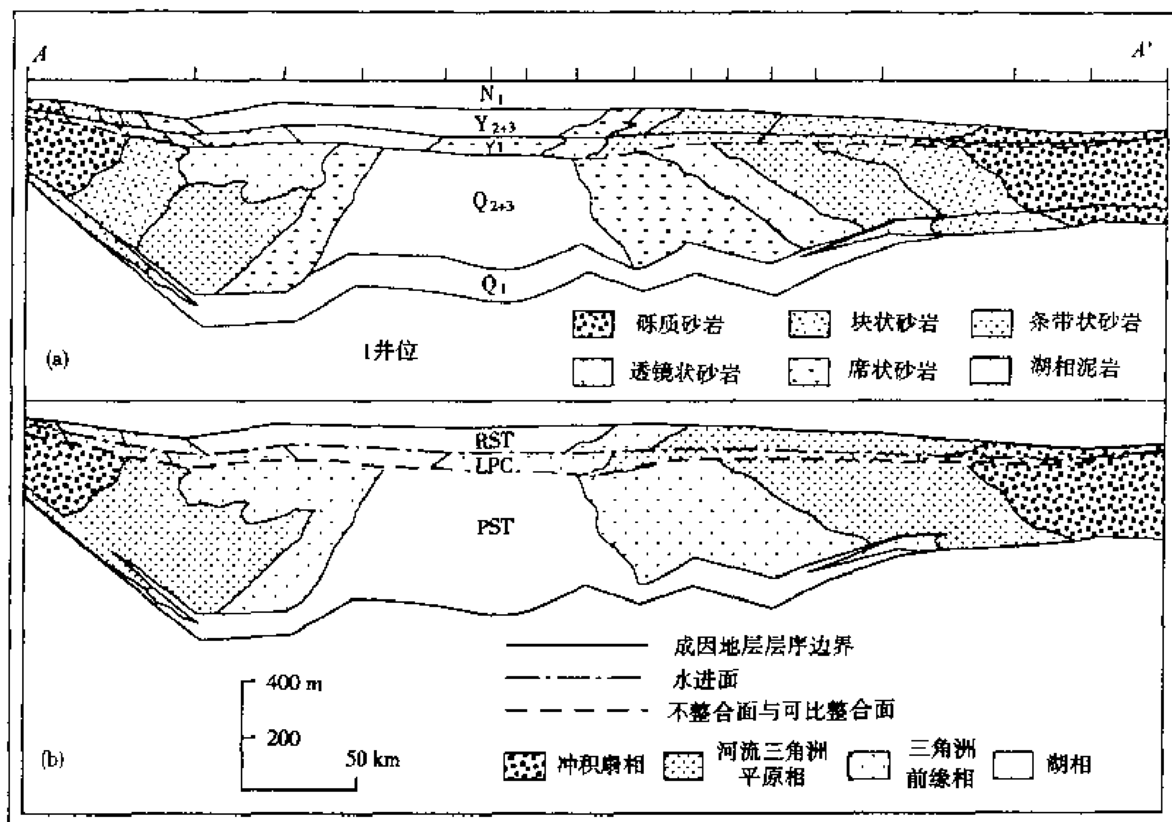


图 8-10　松辽盆地 QYN 成因地层层序分析(据薛良清,1993)

PST—前积体系域;LPC—低水位前积复合体;RST—水进体系域

地 QYN 成因地层层序的持续地质时间很长。Galloway 所描述的墨西哥湾岸盆地西北部新生代成因地层层序持续的地质时间平均为 4～5 Ma,类似于 Vail 等人所定义的三级层序。Wagoner 等人(1990)指出,沉积层序形成时间间隔的变化范围为十几万年至几百万年。层序由其组成的地层和界面类型定义,而不是由层序厚度和形成时间定义。松辽盆地 QYN 成因地层层序形成时间为 25 Ma,提供了一个二级低频层序的实例。因此,形成时间并非是划定层序属性的唯一标志。相反,持续时间不同的成因地层层序可以在同一个盆地中相互叠置,或者反映特定的盆地类型。

2. 松辽盆地北部三角洲体系的沉积风格

松辽盆地 QYN 成因地层层序可以被细分成前积体系域、低水位前积复合体和水进体系域。尽管每一个体系域都是由河流、三角洲、湖滨平原等沉积体系组成的,但它们都具有不同的特征。北部三角洲体系提供了一个良好的实例。北部三角洲是松辽盆地中最大的三角洲,面积为 20 000 km^2,厚度为 500～600 m。它分别以与青一段和嫩一段时期最大洪泛事件伴生的暗色厚层泥岩为顶、底界。北部三角洲体系是由青山口组前积三角洲,姚一段低水位前积三角洲,姚二、三段三角洲组成的(图 8-11)。前积三角洲为受波浪和河流混合控制的三角洲,低水位前积三角洲为河流作用为主的三角洲,水进三角洲为受波浪控制的三角洲。

(1) 前积体系域

松辽盆地白垩系青山口组沉积期间,由于盆地基底快速沉降,形成非常狭窄的台地和陡倾斜坡,沉积了巨厚的前三角洲相和三角洲前缘相以及陡倾前积斜坡沉积物(图 8-11)。巨厚的三角洲前缘和前三角洲与海相盆地中的陆棚边缘三角洲特点相似。青口山组前积三角洲形成了朵叶状砂岩体,反映为受波浪改造的河控三角洲类型。河口坝和前缘席状砂十分发育,但却

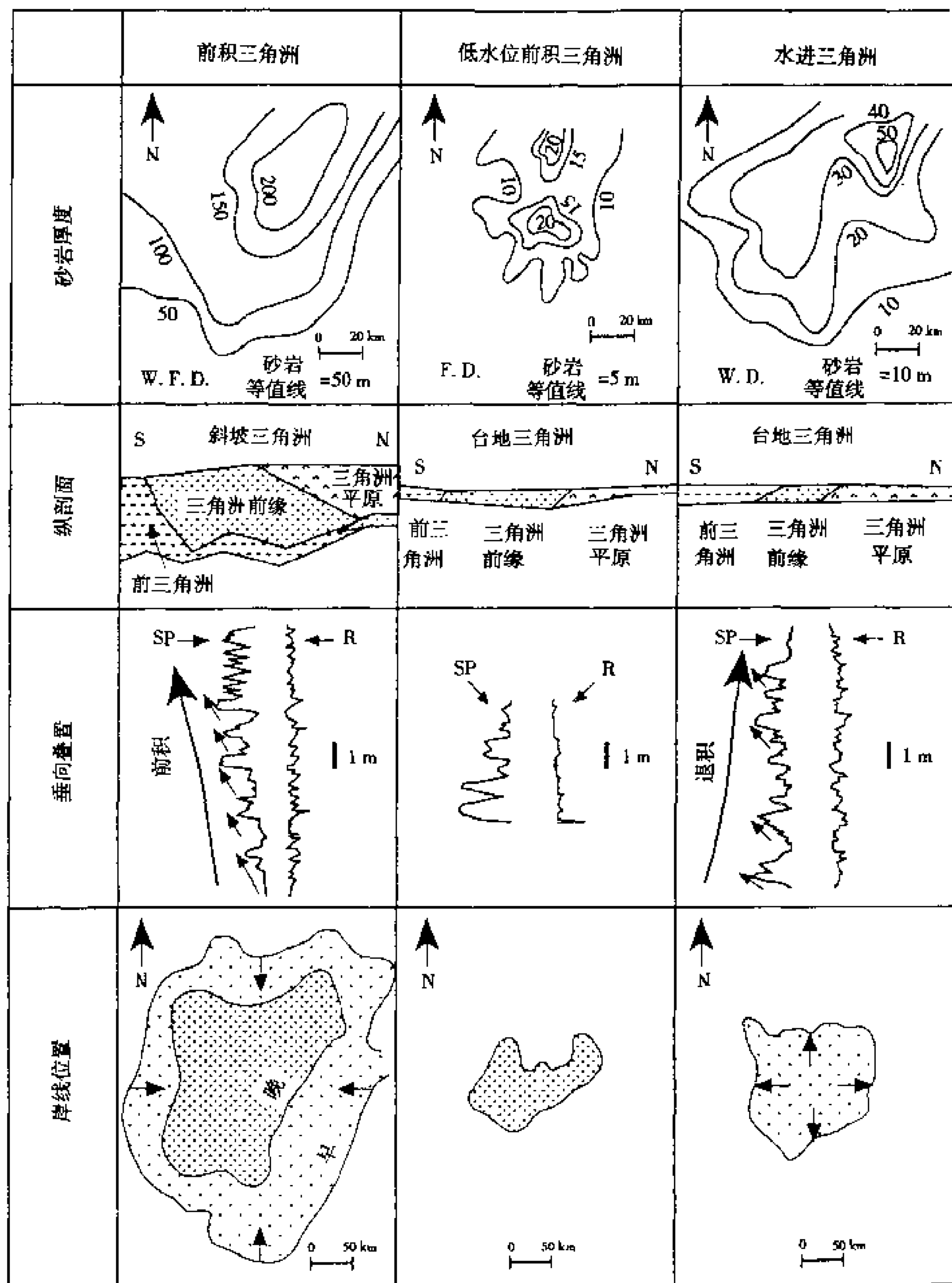


图 8-11　松辽盆地北部三角洲沉积类型及特征(据薛良清,1998)

W. F. D. —受波浪和河流混合控制的三角洲;F. D. —受河流控制的三角洲;

W. D. —受波浪控制的三角洲

不发育分支河道。该三角洲具有一种特定的前积叠置样式。湖岸线向湖盆中央迁移。前积体系域沉积初期,湖盆覆盖面积达 87 000 km^2,至后期,湖盆覆盖面积减少到 35 000～68 000 km^2。

(2) 低水位前积复合体

姚一段低水位前积复合体的发育,是由构造掀斜导致湖平面迅速下降和强制水退以及随后的早期湖平面相对上升造成的。在松辽盆地北部,湖平面快速下降极大地降低了水动力的调节潜力,因此姚一段低水位期三角洲沉积厚度相对减薄。沉积早期,盆地面积仅 10 000 km^2,低

水位三角洲砂体呈鸟足状向盆内延伸，形成典型的河控三角洲。三角洲前缘河口坝和前三角洲相不甚发育，三角洲平原分支河道和三角洲前缘水下分支河道砂岩普遍发育，有时部分分支河道可以直接覆盖在前三角洲或湖相泥岩之上。

(3) 水进体系域

松辽盆地白垩系姚二、三段水进三角洲复合体是由向陆后退的三角洲朵叶组成的，它是在湖平面处于相对上升时期形成的。砂岩体平行于湖岸线展布，反映了该三角洲砂体受到了波浪作用的改造。三角洲分支河道砂体和受到波浪改造的三角洲席状砂体构成了水进三角洲的主体框架。姚二、三段水进三角洲的特点是厚度均匀，前积斜坡极平缓，三角洲前缘和前三角洲相极不发育且厚度相对较薄(图 8-11)。水进三角洲单个朵叶体的叠置样式则是岸线逐步向陆迁移的产物，这反映了姚二、三段沉积时期，由于湖平面缓慢上升所形成的水进到加积的沉积序列。

总之，松辽盆地北部三角洲体系的青山口组前积三角洲是以厚层三角洲前缘和前三角洲及陡倾古斜坡为特征的一个斜坡型三角洲；姚一段低水位三角洲和姚二、三段水进三角洲却是以薄层三角洲前缘和前三角洲及缓倾古斜坡为特征的三角洲。可以说，松辽盆地白垩系 QYN 成因地层层序中三角洲体系的发育，为斜坡边缘类型盆地三角洲研究提供了一个典型实例。

第九章　层序地层学研究方法

第一节　层序地层学研究内容

一、层序地层学研究内容和程序

1. 层序地层学研究内容

层序地层学的思想精华表现在综合利用露头、钻井、测井和地震资料对地层构型进行综合分析，这就意味着层序地层学的综合研究工作应是由不同学科的地学工作者来承担的。在实际工作中，由于研究盆地的类型不同，以及研究者的经验和学科知识结构的差异，造成了层序地层学研究内容的差异。有人从资料来源角度认为，层序地层学的研究内容包括露头资料的层序分析、钻井和测井资料的层序分析、地震资料的层序分析以及层序地层学研究结果在油气勘探开发中的应用。也有人从层序地层学的基本理论出发，考虑实际资料来源情况，认为层序地层学的主要研究内容应该包括不同资料的层序划分与对比，建立年代地层格架，分析控制层序构型的主控因素，研究各层序不同体系域的沉积体系特征，建立能够反映盆地地层样式的层序地层模式，预测不同层序或不同体系域有利的生、储、盖层分布和有利的成藏组合(表 9-1、9-2)。

2. 层序地层学研究程序

层序地层学是一门综合多学科理论知识、创造性的地层学分支学科，在实际工作中，应针对研究对象的具体地质特征和实际资料情况确定层序地层学的研究流程。下面就层序地层学的一般工作程序进行讨论。层序地层学工作流程的制定应遵循这样的原则，即既能反映层序地层学先进的理论性和很强的综合性，又能反映出层序地层学工作流程、方法的实用性，利用多种资料进行多学科的层序地层综合研究(图 9-1)。

二、海平面升降变化分析

1. 估算全球海平面变迁幅度的方法

全球海平面升降变化是指在全球规模上，海平面相对一个固定基准面(如地心)的高程变化。但是，全球表面永恒的运动使人们不可能确定固定基准面(如地心)相对于古老沉积物的位置。因此，人们只能确定全球海平面的相对变化。由于全球海平面的升降幅度不能直接测定，所以，众多地质学家提出了许多估算全球海平面相对变化的方法，如利用大陆被海相沉积物覆盖的面积的变化确定海平面变迁的幅度、通过测定海相沉积物旋回的厚度和古海岸线之间的高程和距离来确定海平面变迁幅度、利用测定单个热升降曲线和叠加的地壳沉降曲线上的扰动以及通过测量沉积物中深海氧同位素的变化来确定海平面的相对变化等(表 9-3)。然而，迄今为止，尚无一种能准确确定海平面变化的规模以及构造运动幅度和沉降速率变化的方法。相对而言，最好的确定海平面相对变化幅度的方法可能还是 Vail(1977)提出的利用大陆边缘沉积物上超，结合氧同位素信息来估算全球海平面相对变化的方法。

2. 用海岸沉积物上超确定海平面的相对变化

(1) 海平面相对变化的标志

地震、钻井、测井、露头和室内化验资料

古生物地层分析
古地磁分析同位素测年VSP

划分不同级次层序、建立年代地层框架

地震反射终止关系及钻井、测井资料相分析技术

层序时频特征分析，确定地质波动规律

SFA时频分析技术

构造活动、古水深和古气候、沉积速率综合分析技术

层序构型主控因素分析

海(湖)平面升降变化和可容空间分析技术

层序地层综合分析、建立层序地层模式并进行层序地层模拟分析

地震相识别技术
砂泥岩量板技术
储层预测技术

地震地层学分析

测井沉积学分析

测井相分析技术
地层倾角处理技术
神经网络岩相处理技术
成像测井技术

岩心分析技术
准层序分析技术

关键井准层序分析，层序内部体系域和沉积体系分析，确定沉积相的空间组合

层序与成藏组合分析

层序体系域与生储盖组合关系分析

层序体系域与地层岩性圈闭关系分析

石油地质综合评价、预测有利成藏区带、提出勘探部署意见

图 9-1　层序地层学研究流程框图

表 9-1　海陆相盆地层序地层研究影响因素对比(据顾家裕，1995)

盆地类型	海相盆地	陆相盆地
控制因素	主要受全球海平面变化、盆地沉降、沉积速率和气候四种因素影响	主要受构造沉降、物源供给、气候、古地形等因素影响
沉积水动力条件	主要作用营力是波浪、潮汐海流、风暴、海底火山等	主要受大陆水流、波浪、潮流等影响
沉积范围	海岸带、陆架、陆坡、深海，横向穿越距离数十米至数百千米	冲积扇区、河流沉积区、湖泊沉积区(包括滨湖、浅湖、深湖区)，沉积范围相对窄
沉积层横向连续性	横向延伸距离大、连续性好	横向延伸距离较短，连续性较差

续表 9-1

盆地类型	海相盆地	陆相盆地
层序厚度及变化	层序厚度大，一般为十几米至数百米，厚度较稳定	层序厚度相对较小，一般为数十米至百余米，厚度变化较大
沉积相变化	沉积相连续、稳定，相变逐渐过渡	沉积相变化较快，常见相的突变
体系域特征	海侵、海退幅度大，体系域特征明显，凝缩层易确定	湖水进退频繁、幅度较小，体系域特征不太明显，凝缩层难以确定
构造影响	大范围影响，相对较弱	频繁影响，相对较强
预测难易程度	相对较易	相对更复杂、困难

表 9-2 层序地层学主要研究内容

研究领域	主 要 研 究 内 容
沉积背景	盆地类型及性质、盆地结构及古地形特征、盆地构造演化史和盆地沉积物类型
层序分析	地震、钻井、测井和露头资料的层序划分与对比，层序年代标定，建立等时年代地层框架，确定层序周期与级别，分析层序时频特征，分析层序成因机理，确定层序的主控因素
层序构型分析	确定体系域类型，分析各体系域的分布、地震相和沉积相的特征，判断古水流体系，确定准层序的叠置样式，建立地层层序模式并进行计算机层序模拟
预测有利成藏区带	烃源岩、储集岩和盖层的分布研究和评价，有利成藏条件分析，各体系域生储盖圈运保条件分析，预测成藏规律和有利勘探区，提出勘探部署意见

表 9-3 估算全球海平面变迁幅度的方法(据 Christopher，1988)

方　法		测量变量	假　定	问　题
测高线		面积测量获得的等面积投影时间间段内海相沉积覆盖的陆地面积	现今大陆起伏与大陆面积间的关系与过去一样	① 时间间段可能太长； ② 古地理图不准确； ③ 构造特征未知； ④ 大陆厚度未知
Vail 沉积物上超		① 垂直岸线方向上地震反射在不整合面上的上超距离； ② 上超高度	上超不是① 构造沉降；② 压实；③ 地壳均衡响应的产物	不能把计算维次加到构造沉降、压实或地壳均衡的响应上
古水深测量标志	浅水周期	高水位标志间的周期厚度	① 厚度是全球海面变化的结果； ② 构造沉降、压实和地壳均衡可以忽略不计	构造沉降压实和地壳均衡效果未知
	海岸线标志(海滩、礁、泥岩等)	高于现今海平面的海拔和海岸标志间的海拔	全球海面变化是构造恒速上升的结果	构造上升速度未知，恒速上升习性未知

方法		测量变量	假定	问题
地壳沉降曲线	与热构造曲线偏离	一口井的地质沉降曲线与同一地区预测的热构造曲线间的差异	① 平均1%的孔隙度和基岩的深度； ② 沉积物负载对地壳产生的压实历史； ③ 热构造模型	1%孔隙度和基岩深度可能不知道，压实历史、地壳响应、地壳均衡的情况可能知道，热构造习性不知道，不可能确定这些假定
	叠合地壳沉降曲线之上的扰动	从综合叠合沉降曲线量得扰动幅度	① 平均1%的孔隙度和基岩深度； ② 压实历史； ③ 地壳上沉积物水负载的地壳均衡响应； ④ 岩石圈刚性和热构造模型	
氧同位素		$\delta^{18}O$ 值	① $\delta^{18}O$ 值的变化是大洋体积变化的结果； ② 地壳对水重的地壳均衡响应各处是一样的； ③ 作为时间的函数，可以估算大陆冰和大洋冰的体积； ④ 没有成岩作用影响	不可能证实任何假设

Vail 等(1977)曾开发一种确定海平面相对变化的技术，认为连续地震反射近似相当于地层年代界面，上超地震反射的位置受控于标志着平均高水位的沉积界面，因此，可将大陆边缘海岸上超作为海平面变化的可靠标志(图 9-2)。即海平面相对上升的可靠标志是海岸上超向陆迁移，海平面相对静止的可靠标志是海岸沉积物的顶超现象，海平面下降的标志是海岸上超向盆地中央方向的迁移。显然，盆地边缘的高分辨率地震剖面是确定海岸上超迁移规律和海岸顶超位置的最好资料。在实际工作中，由于现今地层展布并不完全相同于古代海岸沉积物沉积时的状况，所以应对差异沉降作用和后期成岩作用造成的地层厚度变化以及原始沉积界面的坡度变化进行必要的校正。

需指出的是，海平面的相对上升与海进、海退之间没有必然的联系。在海平面相对上升期间，可能发生海岸线的海进或海退、海底的变浅或变深(图 9-3)。一个海岸线的海进以一定地层单元中滨海相向陆地方向迁移为标志，而海退以滨海相向海方向迁移为标志。当海平面相对上升时，由于沉积物供给速率的差异，可以发生海进、海退以及海岸线的停滞不动(图 9-3)。

(2) 区域性海平面相对变化曲线的编制

区域性海平面相对变化曲线的编制是在掌握区域地质背景的基础上进行的，具体的编制海平面变化曲线的步骤如下：

① 熟悉研究区盆地类型和结构、盆地古地理特征以及盆地构造演化历史。

② 选择那些穿过不同构造单元和不同盆地地形带的高分辨率地震测线构成区域地震测网。地震剖面应具有清楚的海岸上超记录、较为简单的构造变形和较充足的控制井。

③ 根据不整合的地震反射终止关系，结合钻井、测井资料划分沉积层序，并追踪反映海岸沉积的海岸上超点和顶超点的靠近物源方向的沉积边界。利用同位素测年、古生物组合和合成

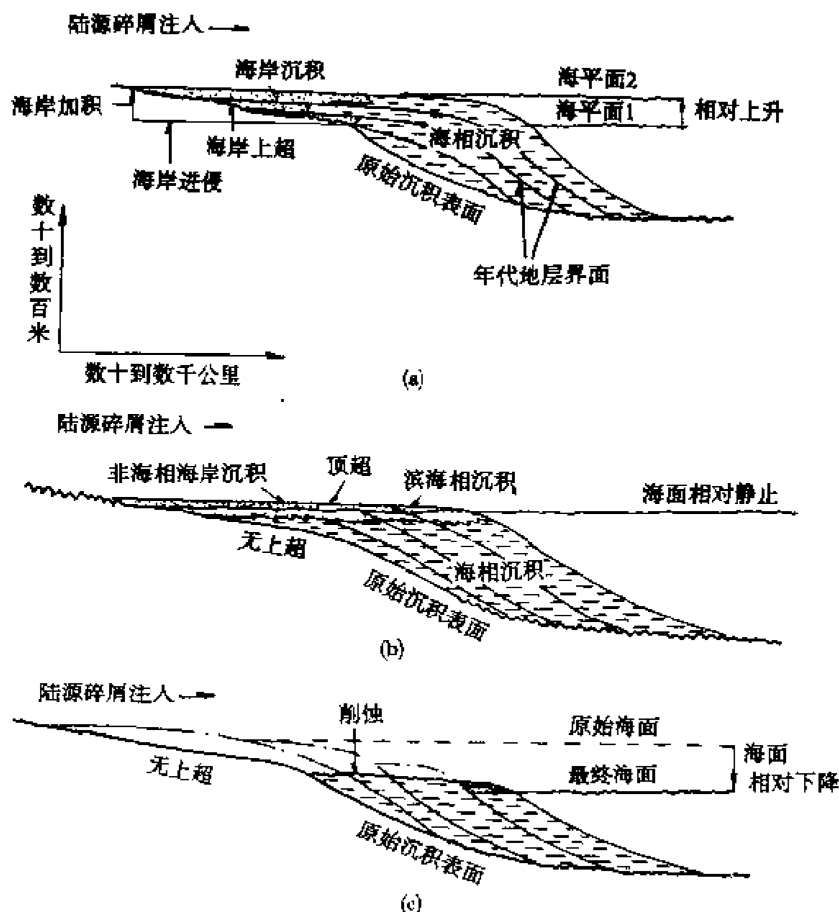


图 9-2 海平面升降变化的标志(据 Vail,1977)

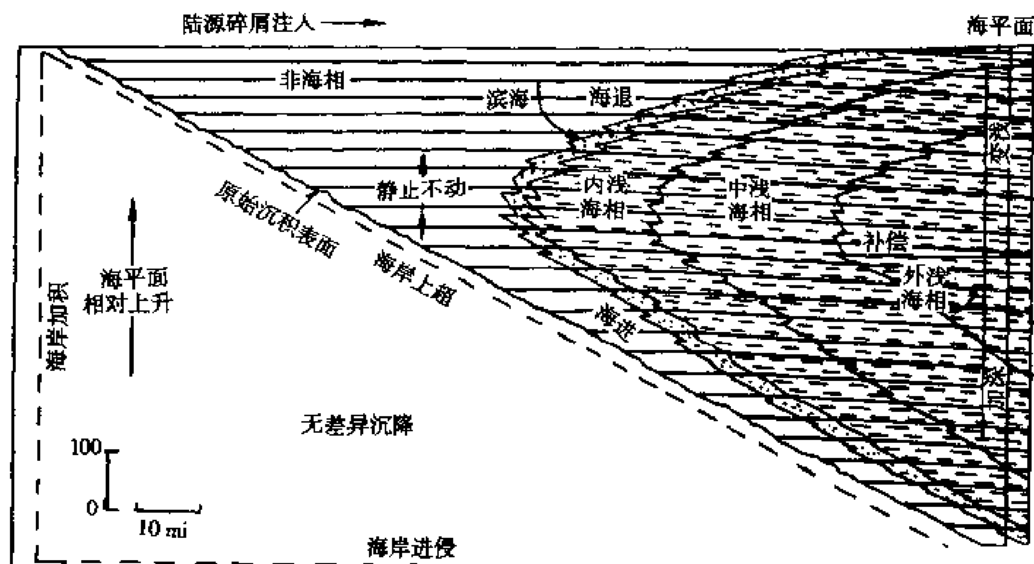


图 9-3 海平面上升期间的海退、海进沉积(据 Vail,1977)

地震记录对沉积层序进行尽可能详细的年代标定(图 9-4)。

④ 编制层序年代地层对比图,将地震剖面上解释的层序地层剖面转换成纵坐标为地质年代的年代横坐标剖面图,以反映各个层序的地质时代范围、各层序相对接触关系及其空间展布(图 9-4)。

⑤ 确定海平面相对升降周期、海岸上超的垂向分量即海岸加积量(图 9-2、9-4)及其与地

质年代的对应关系，进而确定同一层序内各个海岸上超点处的海岸加积量及它们的累计量，即这个层序的海平面相对上升幅度。然后测定该层序的最远上超点与上覆另一个层序的最低海岸上超点之间的海岸加积量，并以此作为海平面下降的幅度，再重复上述步骤，便可得出各层序的海平面相对变化曲线。

需说明的是，用此方法作出的海平面升降变化曲线往往是不对称的，反映出缓慢的海平面上升到相对静止。但是，若对盆地差异沉降、古地形和古水深变化以及沉积环境类型和后期压实作用的影响进行校正的话，我们便可得出近似正弦曲线的海平面相对升降变化曲线。

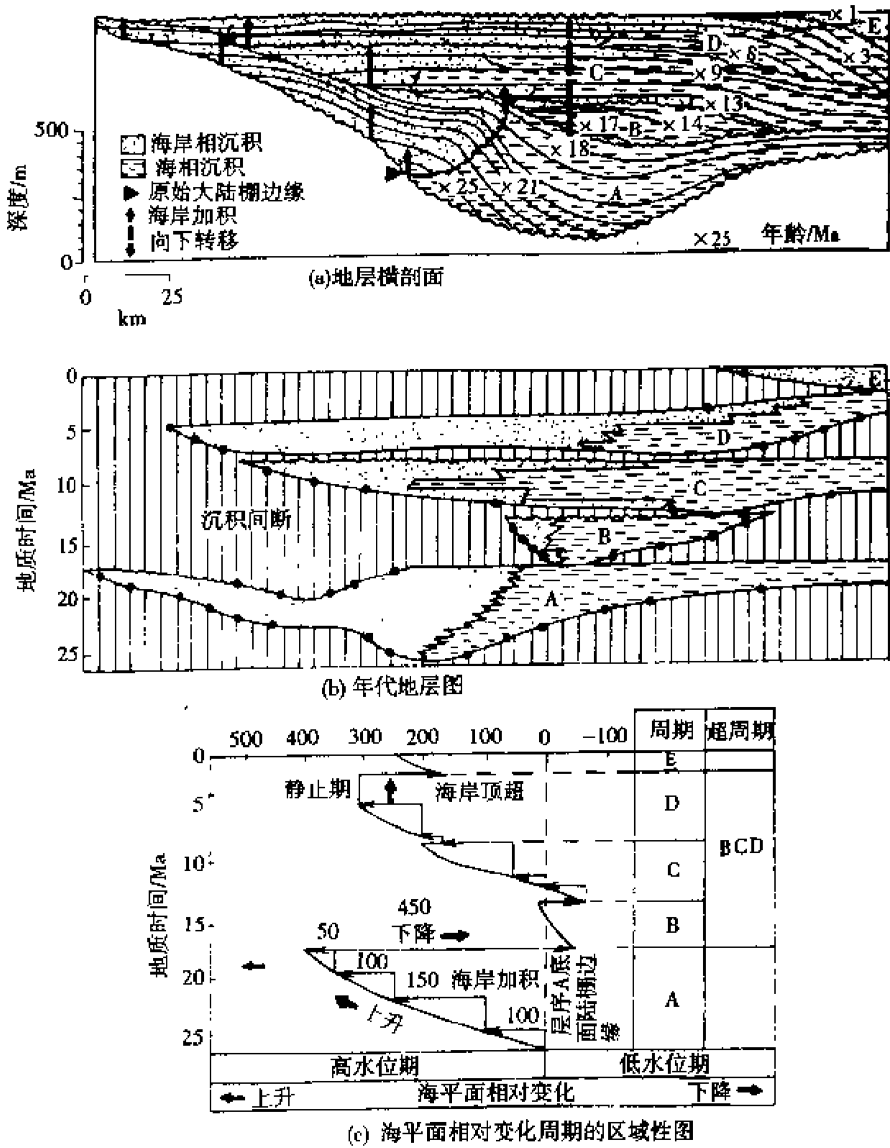


图 9-4　区域性海平面相对变化曲线的编制（据 Mitchum，1977）

三、沉积速率、古气候和构造沉降分析

1. 沉积速率分析

沉积速率研究不但可以分析盆地沉积物的充填历史，而且可以为层序地层学的地层叠置样式研究、可容空间分析提供资料。沉积速率系指单位时间沉积的沉积物厚度。对于层序地层学研究来说，应该求取不同地质历史时期沉积的原始地层厚度，这就要求我们作盆地埋藏史分析。目前，用于盆地埋藏史分析的方法有沉积速率法、回剥法和岩石骨架纵坐标法，其中回剥法

是最常见的方法。所谓回剥法就是忽略地层横向拉伸等问题，认为单位地层在埋藏过程中其骨架厚度不发生变化，然后从现今地层分层出发，依据孔隙度与深度的关系，自新到老逐层去进行去压实校正，恢复各层在不同地质历史时期的地层厚度，进而确定各地质时期的沉积速率。具体步骤如下：

① 认为单位地层单元的地层骨架厚度不随埋深变化，那么地层骨架厚度 h_s 可表示为：

$$h_s = \int_{H_1}^{H_2} [1 - \Phi(H) \mathrm{d}H] \tag{9-1}$$

式中 H_1、H_2 分别为地层顶底界深度；$\Phi(H)$是指随着地层埋深而发生变化的孔隙度。

② 在正常压力下且地层埋深较大时，砂岩孔隙度 $\Phi_s(H)$和泥岩孔隙度 $\Phi_m(H)$可表示成：

$$\Phi_s(H) = \Phi_{os} e^{-C_s H} \tag{9-2}$$

$$\Phi_m(H) = \Phi_{om} e^{-C_m H} \tag{9-3}$$

式中 Φ_{os}和 Φ_{om}为地层处于地表($H=0$)时的砂岩和泥岩孔隙度；C 为压缩系数，其值可用岩心孔隙度分析或声波测井来求取，通常砂泥岩地层的压缩系数为 0.11～0.22 m^{-1}。

③ 当已知某地层单元中砂岩与泥岩的厚度百分比或砂岩与泥岩的百分含量 P_s、P_m 时，可将孔隙度 $\Phi(H)$表示为：

$$\Phi(H) = P_s \Phi_s(H) + P_m \Phi_m(H) \tag{9-4}$$

然后，将式(9-2)、(9-3)和(9-4)代入式(9-1)并积分得到地层骨架厚度 h_s：

$$h_s = H_2 - H_1 + P_s \frac{\Phi_{os}}{C_s}(e^{-C_s H_2} - e^{-C_s H_1}) + P_m \frac{\Phi_{om}}{C_m}(e^{-C_m H_2} - e^{-C_m H_1}) \tag{9-5}$$

④ 求取现今各层的地层骨架厚度 h_s，然后自下而上求取各层顶底深度。对于最上面一层，$H_1=0$，则 H_2 为：

$$H_2 = h_s + H_1 - P_s \frac{\Phi_{os}}{C_s}(e^{-C_s H_2} - e^{-C_s H_1}) - P_m \frac{\Phi_{om}}{C_m}(e^{-C_m H_2} - e^{-C_m H_1}) \tag{9-6}$$

对于相邻下伏层，可得它的底界深度 H_4 为：

$$H_4 = h_s + H_3 - P_s \frac{\Phi_{os}}{C_s}(e^{-C_s H_4} - e^{-C_s H_3}) - P_m \frac{\Phi_{om}}{C_m}(e^{-C_m H_4} - e^{-C_m H_3}) \tag{9-7}$$

这样便可求取当剥去最上层地层时各个地层单元的厚度，对于式(9-6)和(9-7)来说，只有 H_2 和 H_4 为未知数，故可用迭代法求解，从而得到不同地质时期的地层厚度及沉积速率。

2. 古气候分析

沉积盆地的古气候直接影响盆地内外的多种地质作用，影响海(湖)平面的变化、沉积物的类型直至可容空间的变化。古气候是控制地层构型的主控因素之一。常用的古气候分析方法包括利用特殊岩石类型、岩石的颜色、特定自生矿物组合等，也可采用海水和底栖有孔虫残骸中的 O_{18}/O_{16}比值随时间的变化来反映古气候，还可利用古生物特征来分析古气候，后者是人们常用的一种比较有效的方法。因为生物的分带性和群种成分的多样性反映了气候的变化，其中孢粉组合及其含量变化是确定古气候的灵敏标志。不同的生态环境具有不同的孢粉组合，如栎属为常绿落叶乔木或灌木，在温带、亚热带到热带均有生长。榆属分布于温带到热带，以亚热带最发育，常见于中国的华北、东北和西北地区。眼子菜属于典型的温带淡水草本植物，松属多分布于温凉气候条件的亚高山区。麻黄属分布于温带干旱环境和沙漠地带。根据上述基本生态特征可以确定地质时代的古气候，如辽河盆地滩海地区早第三纪主要为亚热带较干旱到较温暖的气候旋回(表 9-4)。

表 9-4 辽河盆地滩海地区下第三系孢粉组合及古气候

地层		地质时间/Ma	孢粉组合	主要孢粉	复合分异度 G	优势度 /%	气候
中新统	馆陶组	24.6	云杉粉-桦科组合	山核桃属粉、榆属粉、栎属粉			温带—亚热带温热型气候
渐新统	东一段	30.8	水龙骨单缝孢属-松粉属-胡桃科组合	松属粉、榆属粉	2.82	19.9	亚热带温湿气候，湿度较低
	东二段	33.5	波形榆粉-瘤形山龙眼粉组合	松属粉、榆属粉	2.63	27.5	亚热带温湿气候，湿度较高
	东三段	36.0	波形榆粉-瘤形山龙眼粉组合	松属粉、榆属粉	2.57	35.7	亚热带温湿气候，湿度较高
	沙一段		栎粉属-菱孔粉属组合	榆属粉、松属粉	2.27	43.7	亚热带温湿气候，湿度较高
	沙二段	38.0	麻黄粉属-芸香粉属组合	桦科、、胡桃科、云杉	1.87	13.6	亚热带较干旱气候
始新统	沙三段	43	小亨氏栎粉-椴粉属组合	小亨氏粉、榆粉	2.12	40.1	亚热带温暖湿润气候
	沙四段	45.4	杉粉属-麻黄粉属-薄极忍冬粉属	麻黄属粉、杉属粉、忍冬粉	1.96	41.2	亚热带较干热气候

3. 构造沉降分析

构造沉降是控制地层构型的主要因素，它与全球海平面变化、气候和沉积速率等因素一道影响可容空间的变化。近期研究表明，构造沉降往往是长期的，并且具有旋回性，较大规模的构造沉降往往与全球地质历史中的重大事件密切相关。在某些类型的盆地中，构造沉降往往是控制层序地层构型的主要因素。

构造沉降系指由于地壳岩石圈的弹性变化和地应力方式的变化而产生的地壳下沉或下坳，而不是指由于上覆沉积物的负载作用而产生的盆地沉降。为了准确确定盆地构造沉降，在假设地壳是局部均衡补偿的基础上，还须考虑海平面的升降变化、沉积物沉积时的古水深、沉积物在埋藏过程中的厚度变化以及大陆岩石圈的力学性质。那么构造沉降幅度 Y 为：

$$Y = \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} h + H_w - \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \Delta H \tag{9-8}$$

式中 ρ_m、ρ_s 和 ρ_w 分别表示地幔、沉积物和水体的密度，一般取值分别为 3.33 g/cm^3、2.67 g/cm^3和 1.04 g/cm^3；h 是指去压实后的沉积厚度，可用回剥法求得；H_w 系沉积时的古水深，可用化石分异度来求得；ΔH 是相对于今海平面的古海平面的高度变化。

在实际工作中，我们不但要注重研究盆地构造沉降旋回的阶段性，同时还应注意到盆地不同部位构造沉降的差异性，特别是要对滨线坡折带处的构造沉降进行详细的定量研究，并对比沉积滨线坡折带处海平面升降幅度与构造沉降幅度的关系，进而研究可容空间的变化，推断层序边界类型。

四、层序地层构型主控因素分析

层序地层学认为，层序地层单元的形成和层序地层构型受控于全球海平面升降、沉积物供给、构造沉降和气候以及这些控制因素的相互作用。构造沉降和全球海平面变化共同影响着海平面的相对变化，海平面的相对变化又控制着可容空间的大小及变化。构造沉降和气候控制着沉积物类型和沉积物供给量以及可容空间被充填的过程。河流、湖泊海洋环境中的沉积作用以及盆地的地形特征又决定了沉积相类型及组合序列。这些就是层序地层形成的基本控制因素及其相互关系。总之，不同级别的旋回沉积是海平面变化、气候、构造沉降和沉积物供给的综合作用产物。

1. 不同级别沉积旋回的形成及其控制因素

海平面变化、气候、构造沉降和沉积物供给对地层记录产生的影响常表现为具有不同时间跨度和空间分布范围的旋回特点（图 9-5、表 9-5）。根据沉积形成的地质周期，一般可将记录中的沉积旋回划分成 5 个级别。

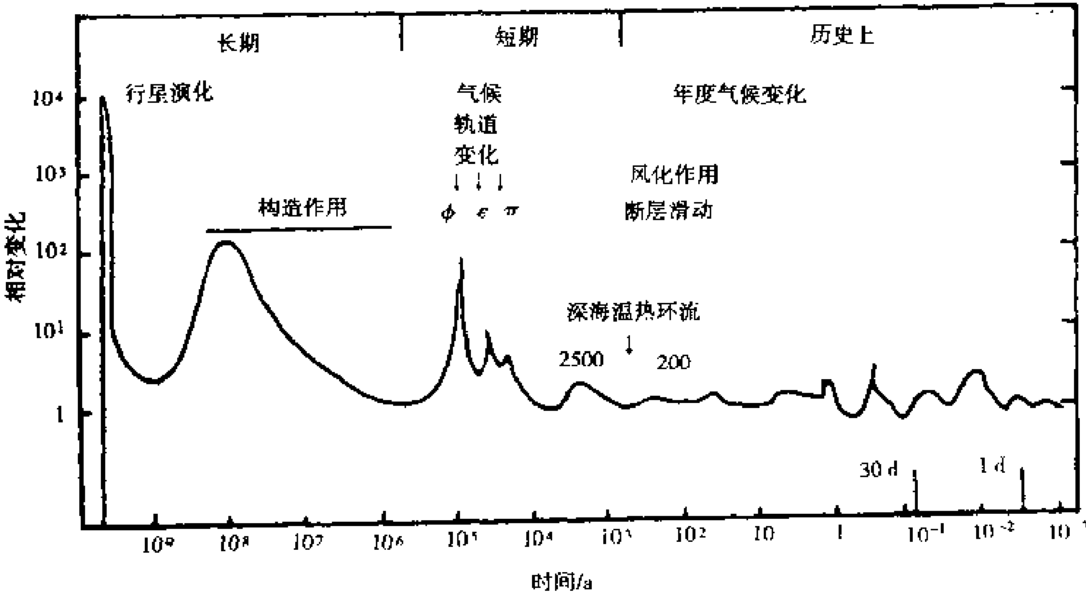


图 9-5 地层记录中的不同旋回周期（据姜衍文、吴智勇，1995）

表 9-5 不同级别沉积旋回及其控制因素

旋 回	层 序	地质周期	控制因素
Ⅰ级旋回	巨层序	亿年	大陆拼合和解体导致大洋体积变化
Ⅱ级旋回	超层序	千万年	洋中脊扩张引起大洋体积变化
Ⅲ级旋回	层 序	百万年	大陆冰川的生长消融引起全球海平面变化
Ⅳ级旋回	准层序组或体系域	几十万年	大陆冰川的生长、消融和天文驱动力
Ⅴ级旋回	准层序	几万年至几十万年	天文驱动力

Ⅰ级旋回也称为大陆泛旋回，对应的地层记录为巨层序（Mega sequence）。在显生宙中存在两个大陆的拼合和解体等长期构造作用控制形成的巨旋回。第一个巨旋回是从震旦纪到二叠纪，在奥陶纪处于全球高海平面时期；第二个巨旋回是从三叠纪至第四纪，白垩纪为大规模海泛时期。每个Ⅰ级旋回形成的地质周期为亿年级（图 2-15），它的形成与全球板块活动造成的大陆拼合和解体有关，即全球海平面上升与最大规模的大陆破裂时期相一致，全球海平面下

降与大陆拼合时期相一致，全球低海平面与超级大陆的存在时期相对应。

Ⅱ级旋回也是全球性的，它由若干个较大幅度海平面下降所形成的Ⅲ级旋回组成，对应的沉积单元称为超层序(Super sequence)，其边界常以特大的海平面下降(>50 m)为特征。显生宙共存在14个Ⅱ级旋回，其延续时间为千万年。通常认为，Ⅱ级旋回的形成是由于大洋中脊扩张时，洋中脊体积迅速增加，海泛面较大幅度升降变化造成的。或者说是由于长期的构造演化诱发形成的长期的、不对称的沉积旋回。

Ⅲ级旋回及层序旋回被许多人认为是全球性的，它形成的地层记录是层序地层学的基本单元和重点研究对象。Ⅲ级旋回延续时间为几百万年，其形成主要受控于冰川的形成和消融、洋中脊的体积变化和构造沉降作用等。Miall 等(1991)认为，大多数Ⅲ级旋回是全球性的或区域性的构造因素形成的。Cloetingh 通过热机制模拟认为，板内应力的变化与沉积负载引起的岩石圈挠曲，可在被动大陆边缘翼部产生高达100 m的视海平面变化；在被动大陆边缘处，1 kPa 的应力变化即可产生50 m以上幅度的视海平面波动。这些应力变化可能与板块的拉裂和破裂、收敛板块边界处的动力变化、板块碰撞作用引起的岩石圈应力场的重大改组有关。

Ⅳ级和Ⅴ级旋回统称为高频旋回，与之对应的地层记录为准层序、准层序组或体系域，它们延续的地质时间为几万年至几十万年。准层序可以是周期性的，也可以是幕式的。幕式旋回常与沉积作用有关，持续时间较短。周期性准层序的形成被认为是与米兰柯维奇级别的地球轨道旋回相伴生的气候波动所引起的，它以区域分布、较好的连续性和厚度系统变化为特征。米兰柯维奇级别的地球轨道旋回包括偏心率旋回(周期为100～413 ka)、黄赤交角变化旋回(周期为41 ka)和岁差旋回(周期为19～43 ka)。根据米兰柯维奇旋回假说，地球轨道要素控制着地球表面所能吸收的太阳能的能量，并导致气候发生变化。气候变化又诱发了大陆冰盖体积的变化，从而引起全球海平面的变化和较小幅度的相对海平面变化，形成了高频沉积旋回。这一观点已得到了远洋浮游有孔虫壳体和深海岩心氧同位素、新生代远洋沉积层序旋回沉积研究结果的证实，已被大多数地质工作者接受。

2. 海平面变化、沉降作用及其对层序样式的影响

沉积层序的几何形态和分布部分取决于作为全球海平面升降和构造沉降函数的可容空间的大小及其变化。可容空间是如何影响沉积层序单元的几何形态和相分布的呢？Posamentier 等(1988)曾经提出一个针对被动大陆边缘碎屑盆地的概念模型。这个模型是建立在以下假设之上的：① 全球海平面变化曲线近似于正弦曲线；② 在盆地剖面任一简单的位置上海底沉降速度维持恒定，因为全球海平面变化比沉降变化发生的频率要大；③ 向盆地方向，总构造沉降量逐渐增加；④ 沉积物总是沿着滨岸、陆棚、斜坡和盆地方向发生沉积；⑤ 沉积物供给保持稳定。由于全球海平面变化曲线是一种近于正弦波形的曲线，因此，在这个曲线的上升翼和下降翼可以找出两个绝对斜率或变化速率最大的拐点(Inflection points)。上升翼拐点称为拐点 R，下降翼拐点称为拐点 F(图9-6)。

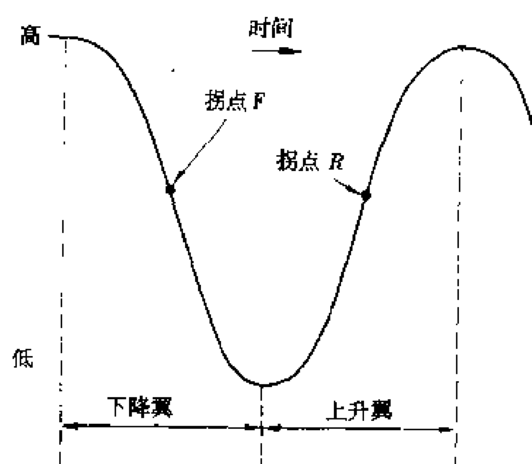


图9-6　全球海平面变化曲线及其拐点
(据 Posamentier，1988)

盆地边缘沉积地层分布在很大程度上取决于全球海平面升降和海底沉降。被动大陆边缘

的沉积作用都发生在海平面与向海方向下倾的海底之间的楔形空间中。沉积地层的分布和几何形态也将取决于该楔形空间新增可容空间的速度以及沉积物如何分配。在这些新增可容空间之中，若沉积物供给能够持续加积到沉积基准面，那么随着新增可容空间速度的减慢，加积作用的速度也将逐渐降低，其结果是越来越多的沉积物发生前积作用。

在被动大陆边缘盆地中任何地方所形成的可供沉积物充填的新增可容空间变化速率取决于海平面的相对变化(图 2-13)。当沉降速率为一定值时，全球海平面变化速率就决定了相对海平面变化速率。在海平面变化曲线拐点 F 处，海平面下降速率变化最大，新增可容空间的速率最低，此时，加积作用最弱而前积作用最强。因此在连续的准层序内部，随着靠近拐点 F，海岸线退出愈来愈快，形成层序边界不整合。在海平面变化曲线拐点 R 处，新增可容空间的增加速率最大(图 2-13)，加积作用最强，最终导致海进和凝缩层的发育。实际上，凝缩层通常发育在海平面上升时期拐点 R 稍后的某个时期(图 9-7)。在全球海平面上升拐点 R 处陆棚顶积层

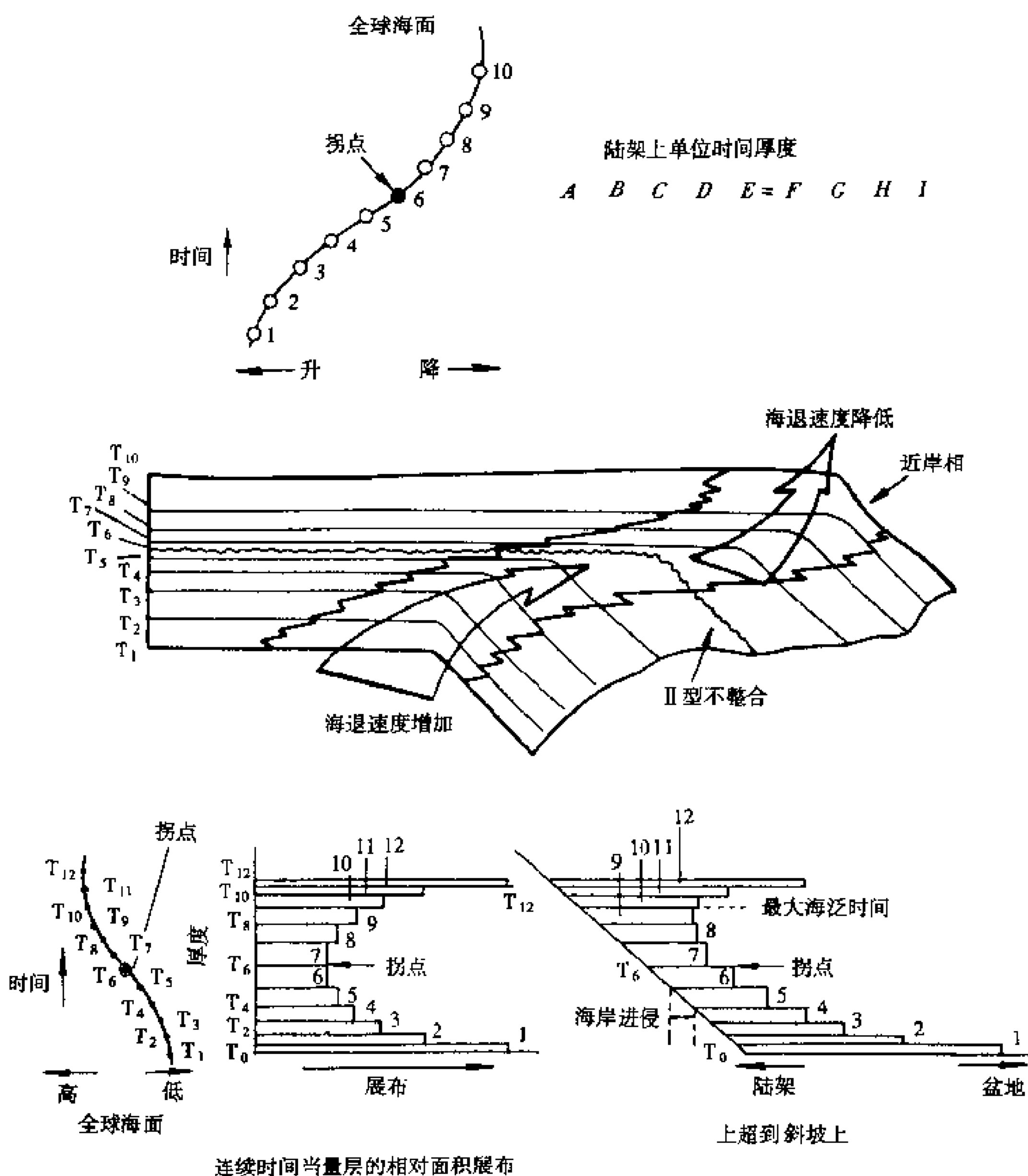


图 9-7 顶积层厚度和最大海泛时期对全球性海平面上升的反应(据 Posamentier，1988)

达到最大厚度时，其展布面积是最小的。随着这些地层向陆地方向上超得越来越远，每个地层朝盆地方向尖灭点的位置也朝陆地方向迁移，在发生最大海泛之后(图 9-7 T_9)，开始了海岸上超向盆地方向的迁移，形成了高位体系域。

在被动大陆边缘上，从陆棚到盆地方向，沉降作用逐渐增加，造成向盆地方向新可容空间增加速率的增大。在外陆架处，沉降作用最大，产生了最大的可容空间；在内陆架处，沉降作用最小，在某些时间间隔中甚至没有新可容空间的增加而出现河流侵蚀作用(图 9-8)。由此可引用平衡点(海平面变化速率等于沉降速率)的概念，将陆棚分为两个部分。在平衡点向海方向，构造沉降速率大于全球性海平面下降速率，海平面相对上升，导致新增可容空间不断增加；而在平衡点向陆方向，构造沉降速率小于全球海平面下降速率，海平面相对下降，新增可容空间减少。当全球海平面下降速率增加时，就会造成平衡点向盆地方向迁移，反之向陆地方向迁移，而且在拐点 F 和拐点 R 处，所增加的可容空间分别为最小或最大。



图 9-8 相对海平面对差异构造沉降的反应(据 Posamentier，1988)

若全球海平面变化速率是相同的，高沉降速率的盆地比低沉降速率的盆地具有更大的陆架新增可容空间。高沉降速率盆地的平衡点靠近向陆一侧，加积作用较为明显；而低沉降速率盆地的平衡点靠近向海一侧，前积作用较为明显(图 9-9)。

不同频率的海平面变化周期都会造成一系列可以预测的由不同体系域组成的层序(图 9-10)。叠置在低频全球性海平面变化曲线上的高频全球海平面升降周期可能形成准层序组或准

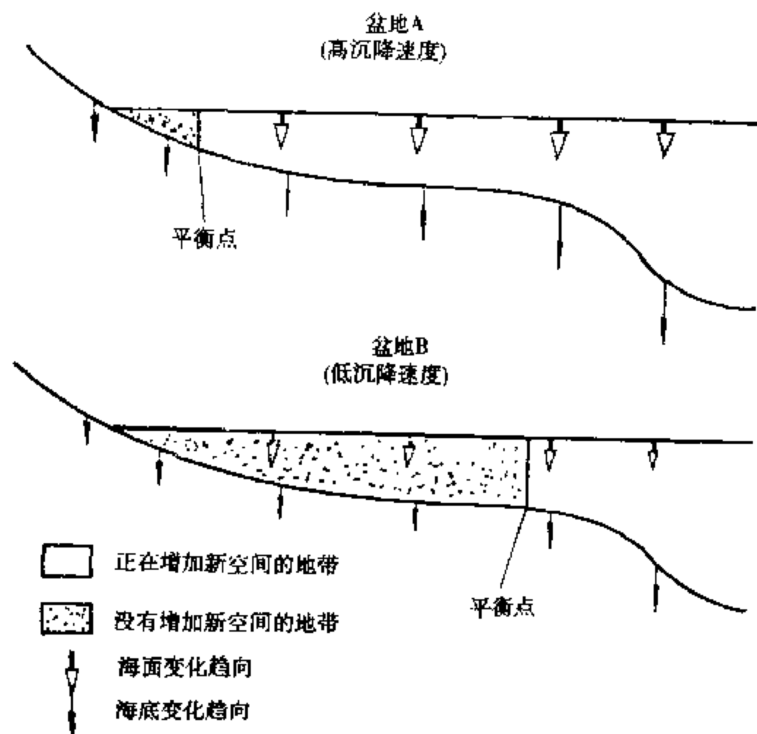


图 9-9　变化的沉降速率与沉积作用(据 Posamrntier,1988)

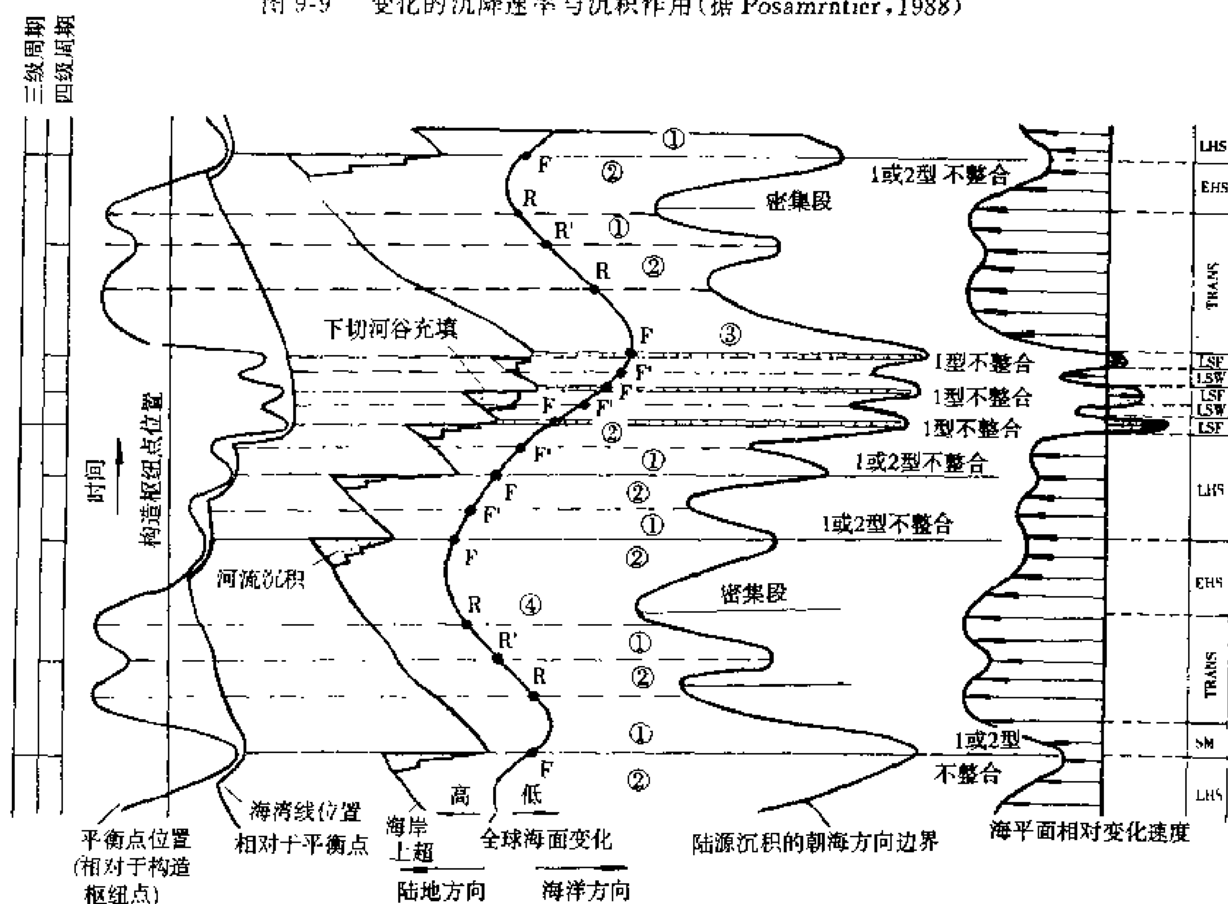


图 9-10　全球性海平面升降速率变化对体系域构成的影响(据 Posamentier,1988)

①—顶积层加厚;②—顶积层减薄;③—海底扇;④—滨海沉积;LHS—晚期高位体系域;
EHS—早期高位体系域;LSW—低位楔;LSF—低位扇;TRANS—海侵体系域;SM—陆架边缘体系域

层序，而那些发生在全球性海平面升降曲线上的非周期性波动则会产生不同的地层响应。

当全球性海平面升降发生波动时，就会产生附加的拐点。在全球海平面升降曲线下降翼拐点 F 以后，若全球性海平面升降速率由降低再次变为增加时，就会形成另一个拐点 F'。同时，在上升翼拐点 R 之后，当海平面上升速率再次由低变高时，会产生另一个拐点 R'（图 9-10）。由于这些附加拐点的出现，造成准层序组沉积地层的重复或将高位体系域分成早晚两期，并使沉积层序单元结构复杂化。一个阶梯状的海平面下降以一系列的拐点 F 和 F' 为特征。每个 F 拐点都将产生一个不整合，其先决条件是平衡点在河流沉积作用开始前到达海湾线。F' 拐点有些类似于 R 拐点。在 F' 拐点处平衡点处在最大朝陆地方向处，形成了与拐点 R 处产生凝缩层相似的沉积条件，所以，F' 拐点是与凝缩层伴生的。海岸上超首次向盆地方向的迁移发生在第一个拐点 F 处，它将高位体系域分为早期和晚期两个阶段。高位体系域早期阶段，以分别对应于拐点 R 和 R' 的海进和海退相互交替为特征，并发生较多的加积作用；高位体系域晚期阶段，以对应于拐点 F 的陆上暴露和海岸上超向盆地方向迁移为特征，随着新可容空间增加速率的降低，发生了较多的前积沉积作用。

3. 沉积物供给对层序地层样式的影响

沉积物供给以及构造沉降速率的变化可以反映可容空间的变化。沉积物供给越多，供给速率越快，可容空间越减少。因此，沉积物供给速率和沉降速率的变化可以影响准层序组和体系域叠置样式的变化。

① 沉积物供给速率的大小影响了层序边界的形成及不整合的规模。沉积物供给速率越大，盆地将被快速充填，沉积间断面的分布面积就越大。

② 沉积速率的大小影响了盆地充填物的叠置样式。在其它条件不变的情况下，若沉积速率大于盆地沉降速率，则易形成前积式地层叠置样式；反之则形成退积式地层叠置样式。

③ 若认为在一给定时间内，盆地边缘处的构造沉降速率是相似的，则沉积物供给的变化也会影响体系域的叠置样式。若假定相对海平面变化曲线是恒定不变的，当沉积物供给速率较慢时，海侵体系域沉积占主导地位（图 9-11a 的 A 处），这是因为在海平面上升期间，相对海平面上升速率大于沉积物供给速率，前积作用仅发生在该海侵沉积旋回的开始和结束时期。当沉积物供给速率处于中等时，海侵和高位体系域近于同期发育（图 9-11a 的 B 处），最大洪泛面发育的时间早于图 9-11a 的 A 处。当沉积物供给速率较高时（图 9-11a 的 C 处），除了在拐点 R 附近外，沉积物供给速率大于相对海平面上升速率，此时发生岸线进积作用。在拐点 R 之后就发生了最大洪泛作用。无论沉积物供给速率快慢，低位侵蚀作用都是同时发生的。

④ 沉积物供给速率的变化会影响可容空间被充填的速率，而沉降速率的变化会影响新增可容空间的变化。在相对海平面上升时期，沉积物供给的侧向变化（如三角洲朵叶迁移）将会影响体系域的侧向分布。所以，F. L. Wehr（1993）认为，在区域范围内，体系域不一定都是一个等时地层单元。

第二节　层序地层学研究方法

一、沉积层序年代标定方法

在利用多种标志确定了层序边界，建立了层序地层年代格架之后，应该赋予具有年代地层意义的层序地层以地质时代概念。在含油气盆地层序地层学研究中，常用于确定沉积层序地质

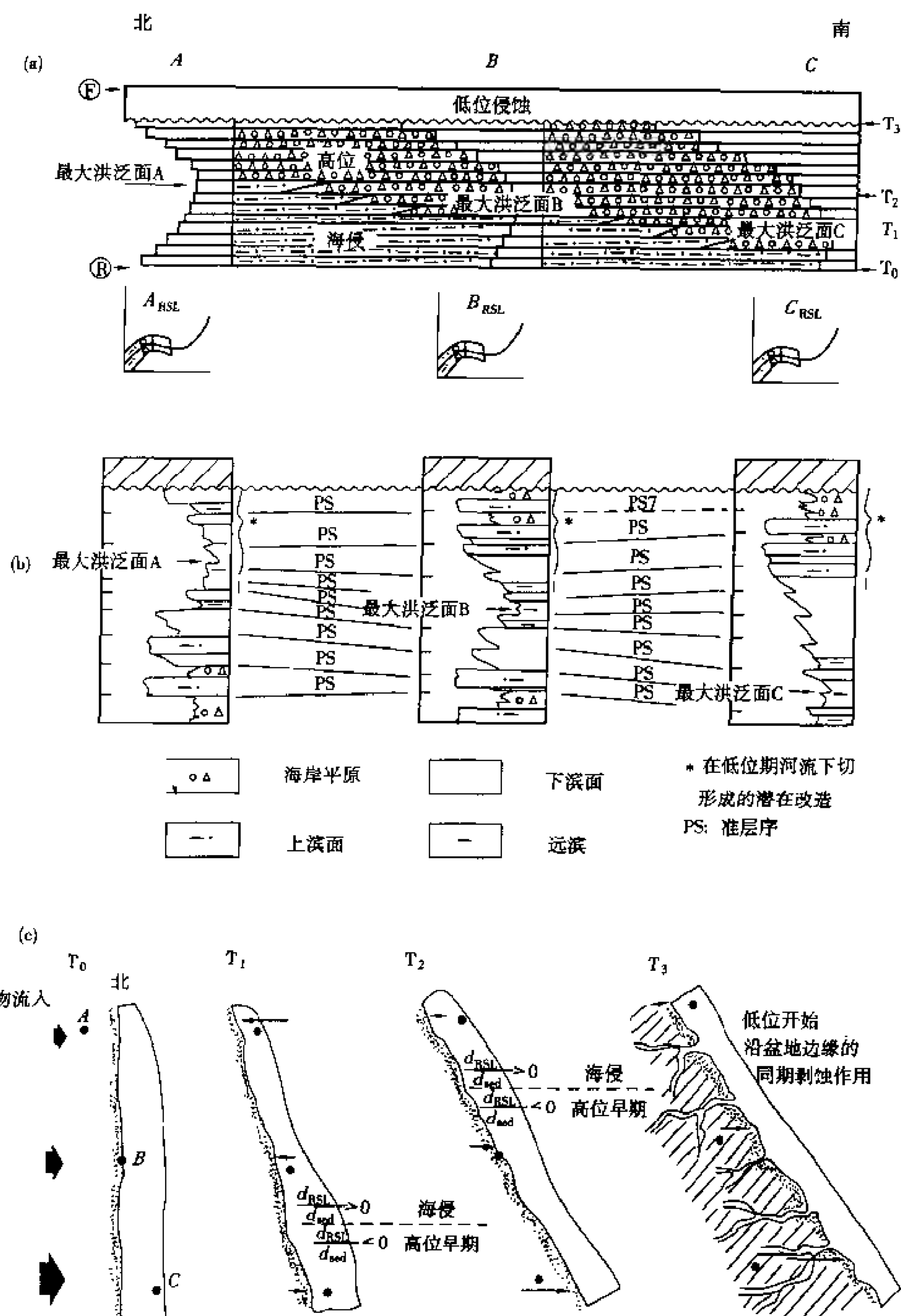


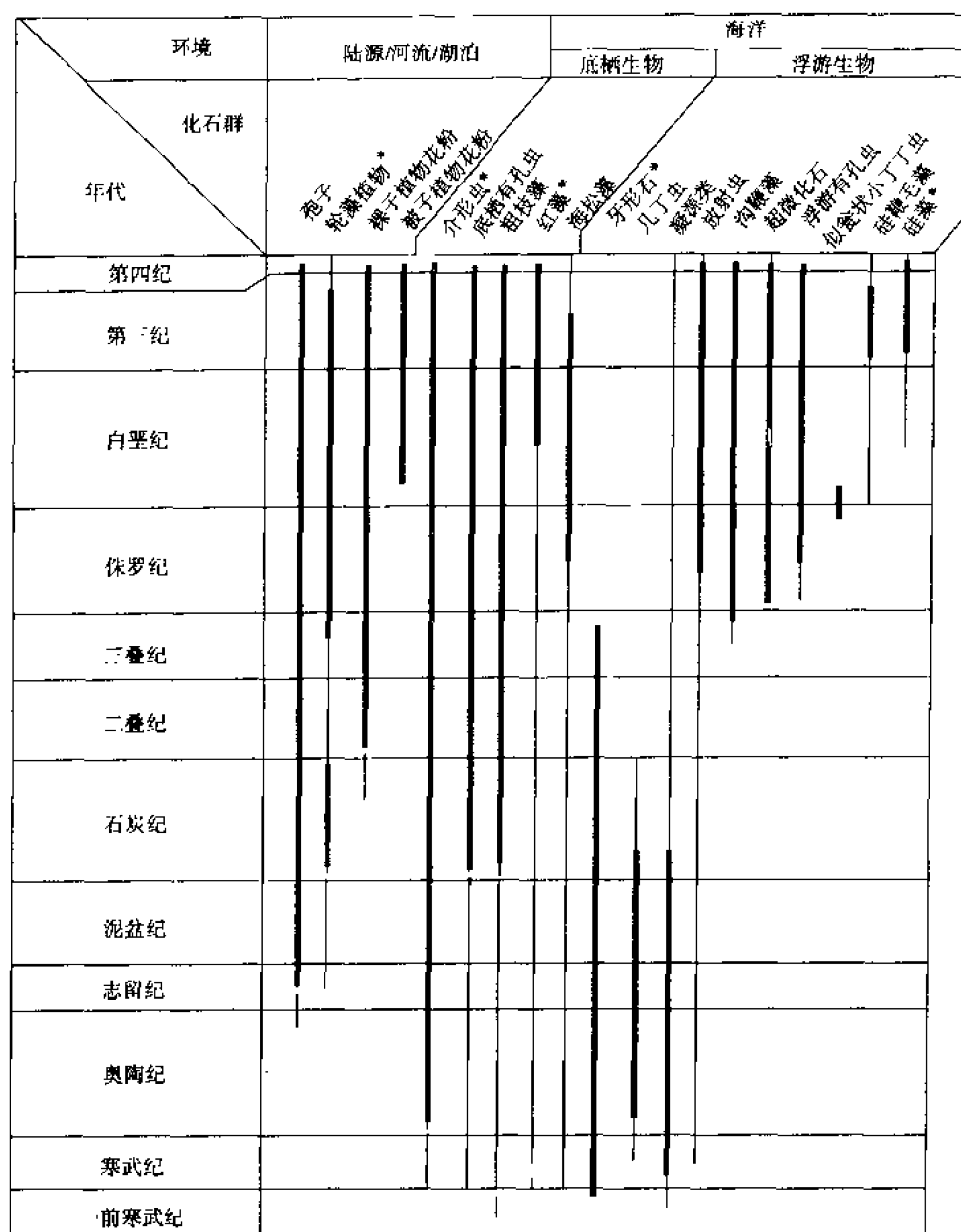
图 9-11　盆地边缘沉积物供给速率的侧向变化对地层叠置样式(a)测井响应(b)和岸线迁移(c)的影响(据 Wehr,1993)

年代的方法有以下几种:

1. 生物地层学方法

不同地质时代和不同沉积环境的古生物组合是不同的,在不同的地质时代或层序边界处,某些古生物种属会发生灭绝(表 4-2),古生物组合会发生明显变化(图 9-12)。因此,可以通过

比较密集的古生物采样分析来确定不同古生物组合特征的层序地质年代。



* 含淡水介形虫、咸水轮藻、底栖和淡水硅藻以及牙形石。

图 9-12 海陆环境微体古生物地质时代分布(据 Srurrock,1996)

在利用生物地层学方法确定沉积层序地质年代时,要充分注意沉积厚度薄、分布广泛的凝缩层的古生物特征研究。凝缩层常由细粒沉积物组成,在考虑研究点(露点、钻井、测井资料点)所处的盆地位置以及层序级别和分布范围以后,应注意对生物密集层进行研究。生物密集层具有以下特点:① 生物持续的时限较长;② 存在混生或共生的两个以上的化石带或化石亚带;③ 盆地中心的生物密集层多由大量密集分布的微体化石组成;④ 具有能够反映长期低速沉积、停积等特征的埋藏标志;⑤ 诸如钙质化石多数被溶解(埋深大于 CCD 界面)、双凸形化石多数被压扁又保存完整等特殊埋深特征;⑥ 遗迹化石发育,在薄层黑色泥页岩层面上,遗迹化石十分发育,表明沉积速率很低;⑦ 伴生发育较多的自生海绿石、磷酸盐类矿物、生物潜穴以及地球化学异常等。

2. 同位素地层方法

稳定同位素地层学的基本研究内容就是通过研究沉积地层中稳定同位素的变化特征进行地层划分对比，确定地层的地质时代。同位素地质年龄是根据自然界天然放射性同位素衰变规律进行地质年龄测定的。放射性元素发生衰变的速率是恒定的，因此，可利用天然放射性同位素的衰变特性来测定矿物和岩石的形成年龄，进而确定地层的绝对年龄。目前，常用的同位素年龄测定方法有钾-氩法、氩-氩法、锶-铷法以及铀-铅法等。这些方法均有各自的优缺点。一般来说，钾-氩法快速、经济，但易受到后期叠加作用的影响。钾-氩法测定地质年龄的计算公式为：

$$t = 4\ 363[\log(\frac{Ar^{40}}{K^{40}} + 0.105\ 6) + 0.976\ 5] \times 10^6 \qquad (9\text{-}9)$$

自然界中矿物和岩石的含钾量为0.01%～0.001%，并且K^{40}的半衰期很长，因此在岩石或矿物样品中由K^{40}衰变形成的Ar^{40}量是很少的，所以准确测定微量氩是钾-氩法测定地质年龄的关键。也就是说，当准确测定K^{40}和Ar^{40}的含量后，代入上述公式便可求得所测对象的地质年龄。

同位素测年方法能够测定不同时代地层的绝对年龄，对于较新的地层来说，同位素测定年龄就更准确。人们已经常利用自生粘土矿物伊利石，火山岩中的固、液、气包裹体对地层进行地质年代测定。辽河盆地滩海地区早第三纪各组段或层序的地质时代就是根据火山岩同位素测年获得的（表4-2）。

3. 古地磁地层学方法

岩石形成时，受当时地磁场影响而发生磁化，这种磁化的结果称为剩余磁性。岩石的剩余磁性方位反映了岩石形成时的地磁方位，全球具一致性。通过最近40余年的古地磁研究，人们已认识到，在过去地球发展历史中，古地磁极不是永远不变的，而是随着时间的推移发生周期性变化；不同板块在不同地质时期岩石的古地磁方位是可以不同的，但同一板块内相同地质时期岩石的古地磁方位基本上是一致的；在地质历史时期，地球磁场极性方向变化是一种十分频繁的现象，它有时与现今地磁场极性方向相同，有时却与现今地磁场极性相反。这种地质历史时期地球磁场的极性倒转现象具有全球性和同时性。当地质历史时期地球磁场的极性与现今地球磁场方向一致时称为正向极性，反之则称为负向极性。根据古地磁极向的测定，综合考虑古生物和同位素年代资料，便可建立一个反映岩石地质年代的时间表（图9-13）。

岩石中的天然剩余磁性是由原生剩余磁性和次生剩余磁性组成的。若能将两者分离开来，岩石中保存的原生剩余磁性方向就是岩石形成时期的地球磁场方向。在野外露头或盆地覆盖区，通过了解岩性、古生物分布特征、地质环境、构造活动以及沉积速率等特征，选择很少风化的地质构造简单的连续的地层剖面，实施定向采样。采样的密度取决于连续地层剖面的岩性和沉积速率的变化，以保证逐层密集采样，不漏掉各种不同极性的磁化带。然后，通过测定岩石剩余磁性或分离岩石剩余磁性中的原生和次生组分，进而得出岩石剩余磁性的极性、平均剩余磁性的方向以及所在地质时期古地磁极的位置，并与标准古地磁极向年代表（图9-13）进行对比，以确定沉积的地质年代。

4. 海平面升降曲线对比方法

通过沉积盆地各沉积层序滨岸上超点和顶超点的迁移变化规律的研究，可以确定某一沉积盆地或几个沉积盆地的区域海平面升降变化曲线（方法见本章第一节），并结合生物地层、同位素地层以及磁性地层的年代地层研究成果，将区域性的海平面升降变化曲线与全球性海平

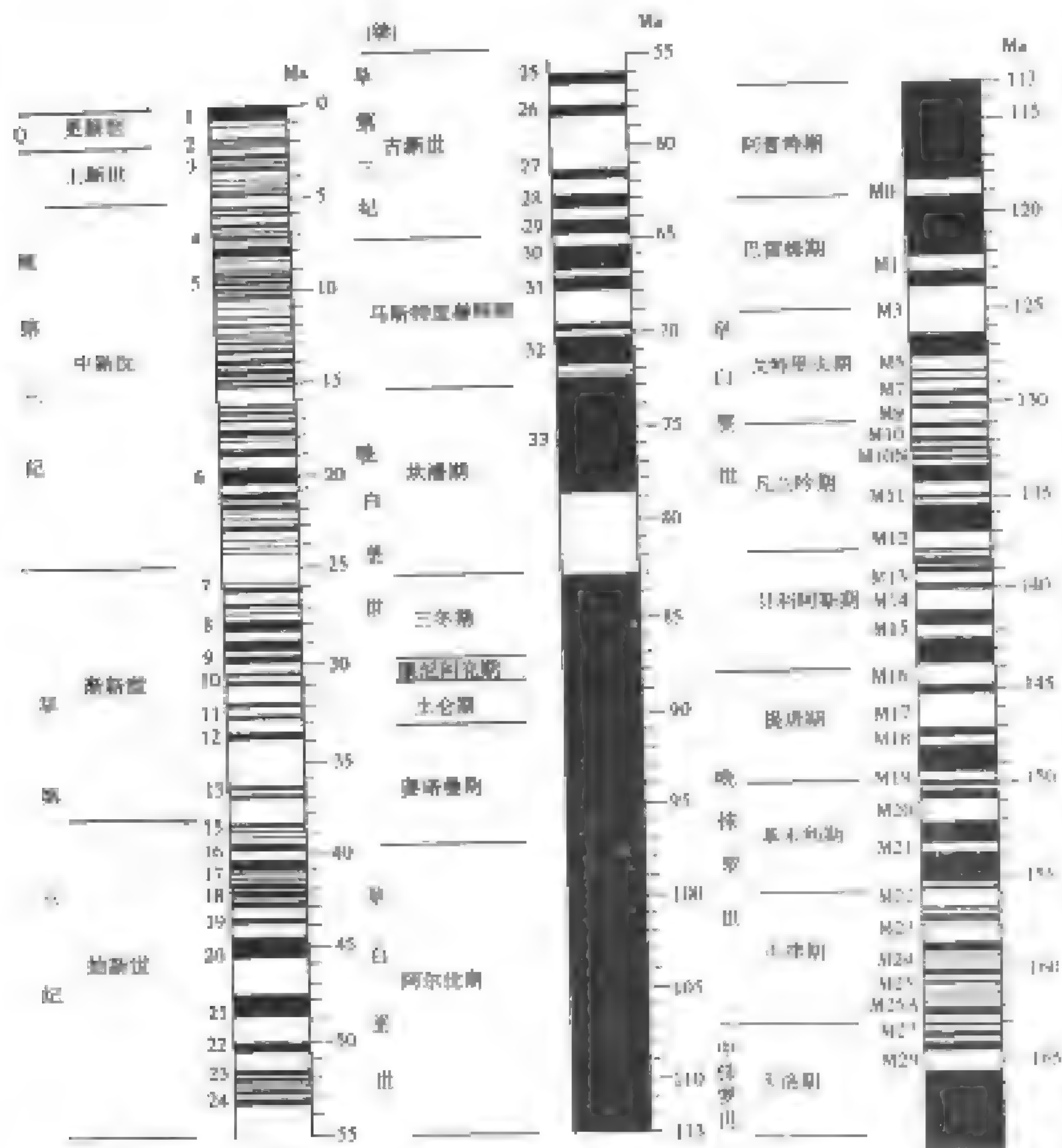


图 9-13　中侏罗世至第四纪极性倒转年代简表(据 Harland,199

面升降变化曲线(图 2-2,2-11)进行对比，来推断或确定各沉积层序的地质年代。

5. 地球物理标定方法

通常，人们都是采用多种资料对覆盖区沉积层序进行层序地层综合研究。如何将钻井、测井资料的层序划分方案与地震资料的层序划分方案进行对比，并赋予地震层序以地质年代意义是一个十分重要的工作。当人们利用古生物学方法、同位素和古地磁学等方法确定了钻井、测井资料所划分的沉积层序地质年代以后，常采用 VSP 和合成地震记录的方法对已划分的地震层序进行地质年代标定，建立钻井、测井资料上的沉积层序与地震层序的对应关系，进而赋予地震层序以地质年代意义。实践中已证明，这是一种行之有效的方法(图 9-31)。

二、可容空间分析方法

1. 可容空间与全球性海平面变化和构造沉降的关系

含油气盆地勘探开发前期储集层研究的重要内容之一是评价储集层的连续性。这些储层

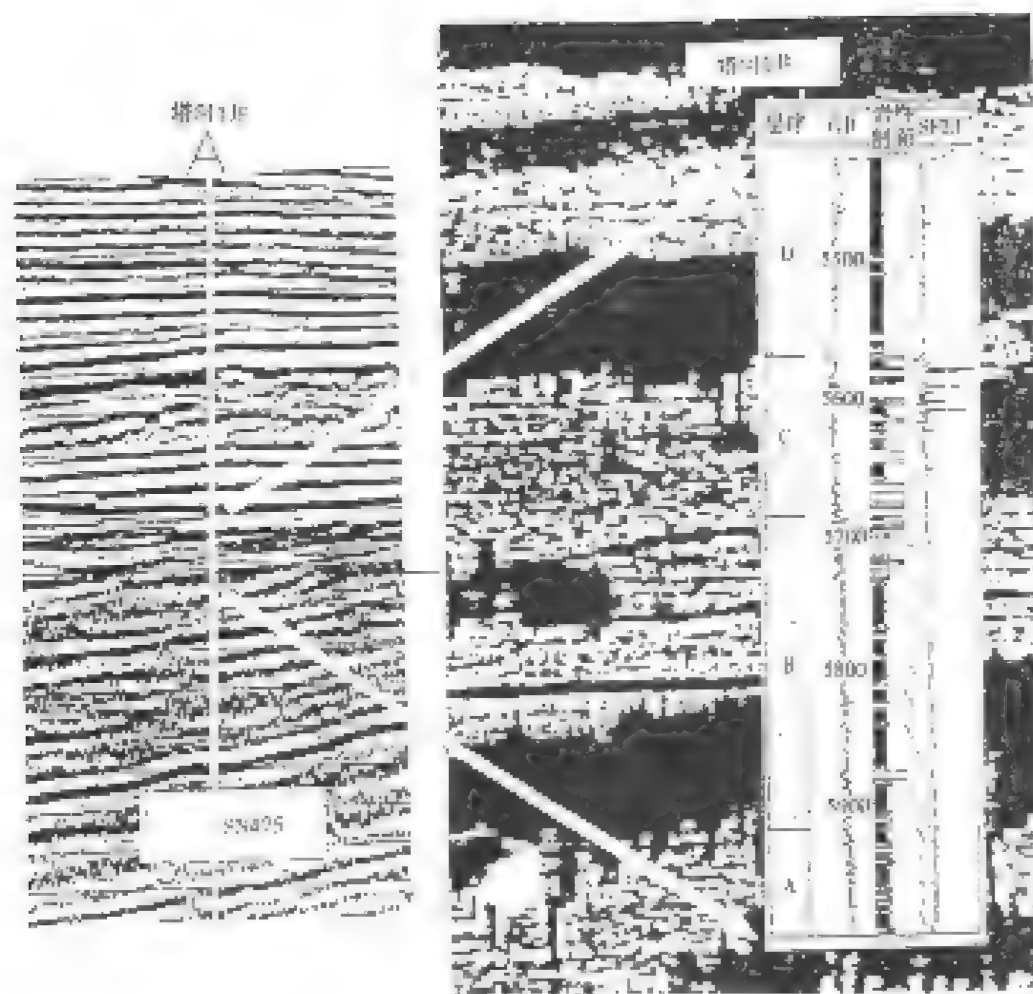


图9-14　塔里木盆地某地震测线的地质年代标定

的性质很大程度上依赖于海平面升降、构造沉降和沉积物注入量等3种主要地质变量的时空作用的关系。形成储集层的沉积物要堆积下来，就必须存在一个可供沉积物沉积的可容空间，这个可容空间是全球海平面升降变化和构造沉降的函数（图2-13）。也就是说，海平面的相对升降变化特征决定了是否存在可供沉积物沉积的可容空间。许多沉积盆地的地质历史分析表明，全球性海平面变化比构造沉降作用变化的频率要大。因此，在一个有限的时间段内分析可容空间的增加与减少，可假定某一地区具有恒定的构造沉降速率。在一个沉积盆地中，尽管海平面升降变化特征相同，但构造沉降速率的变化就会影响可容空间的增加与减少（图2-10）。

可容空间随时间的增减变化曲线可以通过构造沉降曲线和海平面升降曲线叠加而获得。在构造沉降比较缓慢的盆地部位，最大可容空间位于最高海平面处，而在海平面刚开始上升的时间零点处，可容空间仅仅由构造沉降的数值所表示。在中等构造沉降的盆地部位，最大可容空间出现的时间滞后于最大海平面出现的时间。在快速构造沉降的盆地部位，即使海平面处于下降状态，可容空间也未发生减少，这是由于构造沉降幅度大于海平面下降的幅度的缘故（图2-10）。如果自盆地边缘向中心方向构造沉降速率增加，则上述3种情况可以反映盆地边缘、中间和远离盆地边缘3个不同位置的可容空间变化情况。这种具有规律性的可容空间变化对于堆积沉积层序具有很大的影响。

2. 可容空间与沉积物堆积速率之间的关系

盆地中堆积沉积物的多少是沉积物注入盆地总速率和盆地临近物源程度的函数。若一个

盆地不同部位具有相同的相对海平面变化速率，但沉积物供给速率不同，那么就会产生不同的古水深和岩相变化(图 9-15)。

图 9-15 代表了距物源不同距离、不同沉积物注入速率的 3 个特定位置处可容空间与沉积物堆积速率和水深的关系。在沉积物注入速率较慢的部位，沉积物可容空间大于沉积物的体积，岸线向陆迁移并随之发生海侵，水体深度明显增加，偏泥的海相地层沉积于距海岸线有一段距离的部位。由于这些偏泥的海相地层沉积堆积于基准面之下，所以沉积物堆积速率受沉积物注入速率的控制，而不反映可容空间发育速率的变化。对于中等沉积物注入速率来说，海底可以加积到海平面。开始时，可容空间的增加速率大于沉积物供给速率，使沉积表面处于海平面以下，随之发生海侵和水体的加深，沉积了海相沉积。随着相对海平面上升速率的降低，开始发生了岸线海退，直至海相沉积加积到海平面，岸线又回退到初始位置。此后，沉积物的供给速率已超过可容空间的增长速率，沉积物表面保持在海平面处，堆积了海岸平原相沉积物。未能被海岸平原容纳的过剩沉积物向盆地方向搬运。随着可容空间减小(相对海平面降低)，先前沉积的沉积物可能会遭受剥蚀。在快速的沉积物注入处，沉积物的供给速率总是大于可容空间的增长速率，从而堆积了海岸平原或三角洲平原沉积物。在整个海平面变化旋回中持续发育了岸线的海退。在快速沉积物注入处的堆积速率受限于可容空间增长的速率。在海平面相对下降期间，可容空间消失，原沉积处发生了侵蚀作用(图 9-15)。

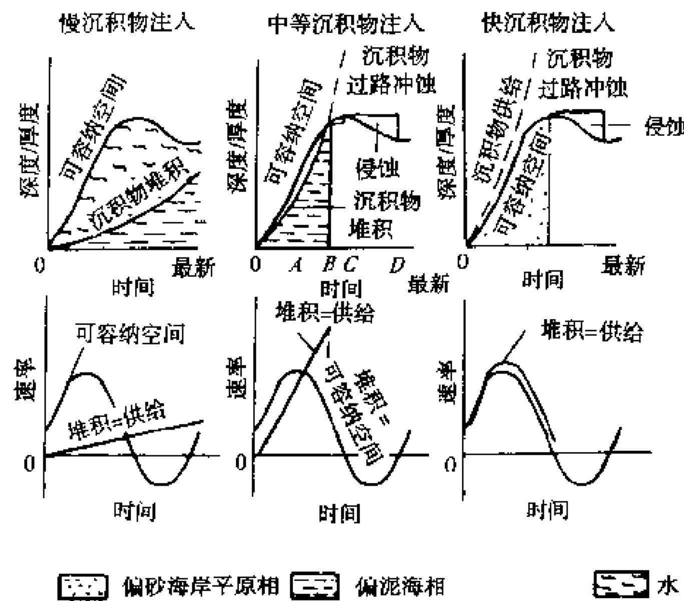


图 9-15　在沉积物注入速率变化的条件下沉积相和可容空间的关系(据 Jervey,1988)

在地质历史时期，可容空间的形态是不断变化的，仅考虑可容空间存在与否而不考虑可容空间变化速率与沉积速率之间的关系是不够全面的。一般来说，当可容空间为正值时，地层构型受沉积物供给速率的强烈影响(图 9-16)。若沉积物供给速率超过可容空间增长速率，则海岸线不断向海方向推进，形成进积式准层序；若沉积物供给速率与可容空间增长速率相等时，将形成加积式准层序；若沉积物供给速率小于可容空间增长速率时，海岸线将向陆方向后退，形成退积式准层序。若可容空间为零，则发生沉积物过路现象。若可容空间为负值，则发生区域性侵蚀和下切作用(图 9-16)。

三、层序地层时频分析方法

1. 地质周期时频分析技术的原理与地质基础

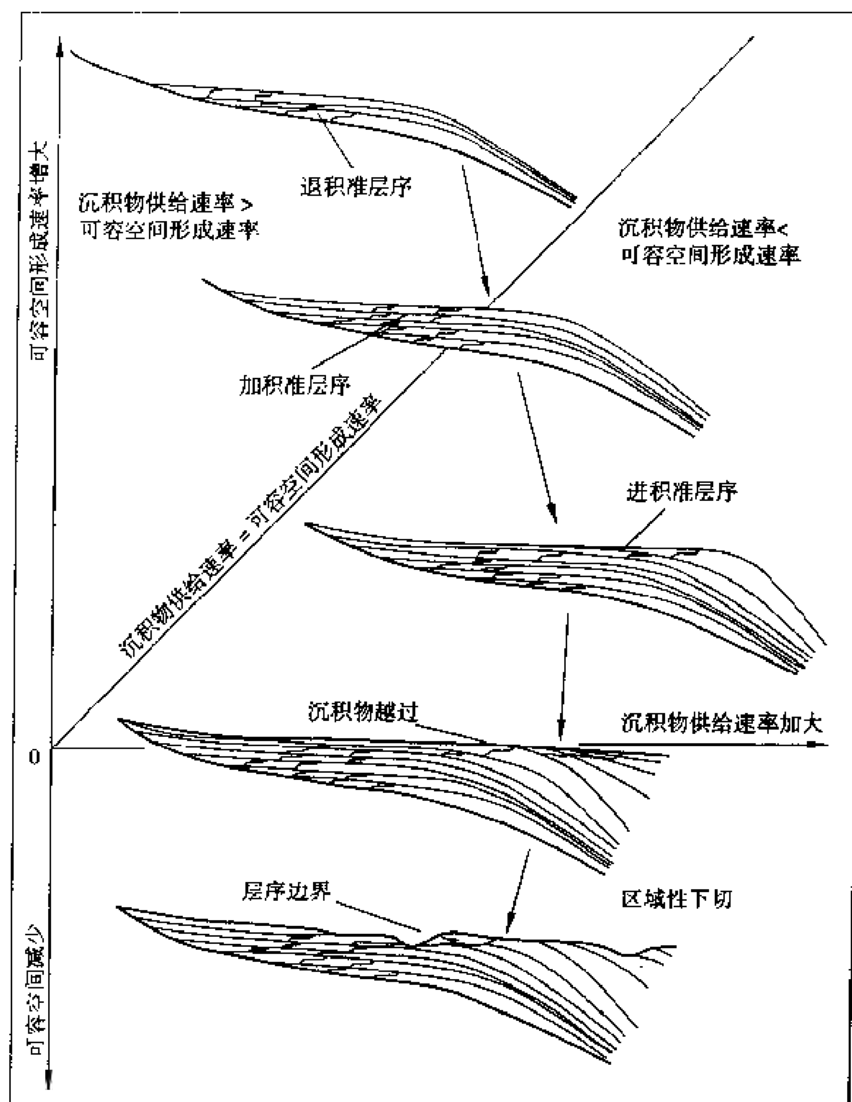


图 9-16　可容空间形成速率、沉积物供给速率及地层叠置样式的关系(据 Shanley,1991)

由于经典层序地层学向非海相地层的拓展以及地球动力学研究的需要,使沉积岩中地质周期的研究正在受到前所未有的重视。目前,大多数的意见赞同地球自身的圈层结构和地球在宇宙场中的多级圆周运动决定了地壳表层中沉积层序的多级旋回特征,并在地质域中形成几组相对稳定的周期或周期组的观点。由于地球动力学系统外源力的沉积地层响应具有线性叠加性和非线性耦合性,因此,实际岩层中地质周期的研究及其相应的动力学成因分析的关键在于地质波动信息的分解或解耦。

盆岭系统及其内部的各子系统具有耗散结构特征。从现有的研究成果分析,这类系统在非平衡外源力的驱动下,由非平衡态向平衡态的过渡主要具有 3 种地质作用方式,即在外力作用下的胁迫振荡(正常的持续性地质作用)、混沌运动和自组织临界。地质波动的研究对象主要为在旋回性外源力作用下系统的胁迫振荡,同时也包括与特定地质周期节点或相位点相应的自组织临界现象(造山幕、磁极倒转和生物灭绝等)。

在自然临界范围内,一个持续性的地质作用过程可表述为:

$$\Gamma(t) = H\{\Psi(t)\} \tag{9-10}$$

式中,$\Psi(t)$为系统的外源力函数,$H\{\cdot\}$为系统的应因子,$\Gamma(t)$为 $\Psi(t)$的层序地层响应。

对于一个简单的线性移不变系统,其地层响应因子 $H\{\cdot\}$可以用一种脉冲响应函数 $h(t)$

来表示，并可将(9-10)式转变为卷积求解：

$$\Gamma(t)=\int_{-\infty}^{+\infty}h(t-u)\cdot\Psi(u)\mathrm{d}u=h\cdot\Psi(t) \tag{9-11}$$

对(9-11)式作 Fourier 变换，其变换后方程为：

$$\Gamma(\omega)=\hat{h}\cdot\Psi(\hat{\omega}) \tag{9-12}$$

由上式可知，在频率域中，$\hat{\Gamma}(\omega)$和 $\Psi(\hat{\omega})$具有线性相似性，因而，可以应用地层响应的频谱结构分析线性移不变系统外力函数的周期特征。

根据层序地层学原理，一个实际沉积层序的形成来自多个外力周期的复合驱动，并具有分级嵌套性，其每一级层序或准层序的发育与可容空间(V)以及可容空间的变化速率有关$\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t}\right)$。假定不同地质参数(气候、构造、物源等)产生的可容空间及其变化量之间具有简单的线性叠加性，即：

$$\Gamma(t)=\sum_{k=1}^{n}\left[\xi_k\frac{\mathrm{d}V_k(t)}{\mathrm{d}t}+\zeta_k V_k(t)\right] \tag{9-13}$$

式中，$V_k(t)$为由第 k 项地质参数产生的可容空间，ζ_k、ξ_k 分别为第 k 项地质参数及其变化率的线性叠加系数。

对(9-13)式进行 Fourier 变换，并代入(9-14)式得：

$$\Gamma(\hat{\omega})=\sum_{k=1}^{n}\left[\xi_k\cdot(i\omega)\hat{V}_k(\omega)+\zeta_k\cdot\hat{V}_k(\omega)\right] \tag{9-14}$$

(9-14)式表明，在简单的线性移不变系统条件下，频率域中任意一套层序地层的地质波动都可以有效地分解为形成该层序的各主要地质参数的谱函数之和。由于不同动力学成因的准周期性外源作用力具有不同的周期时值范围，因此，只需对 $\Gamma(\omega)$按频率展开，或采用不同频谱范围进行分频滤波，即可区分不同地质动力学参量，并计算出相应的地质周期。

然而，由于地球动力学系统的耗散结构特征，其地层响应函数 $H\{\cdot\}$通常具有不同程度的非线性，而且各地质参数的可容空间及其变化率之间也往往因复杂的回馈响应而呈现耦合性，因此仅依据(9-12)、(9-14)式进行简单的纯数学变换可能会出现假频。为了克服以上技术的不足，时频分析在现有技术基础上对传统的 Fourier 变换作了两个方面的改进。① 采用 Garbor 变换，优选分析时窗，将非线性系统或线性移变系统转换为多个准线性系统组合，进行近似线性问题求解。② 根据非线性系统或线性移变系统在不同地质年代的变化特征，将谱在“频率—绝对地质年龄”坐标系内展开，获得不同谱成分在地质年代域内的变化信息。通常，由于分析时主要采用地震道或测井道信息分析层序旋回，因而时频剖面大多按“频率—地震反射时间”域展开。

图 9-17 为基于上述原理，应用零相位三角形滤波器和递归滤波算法处理的实际时频剖面。图中层序地层的分级嵌套性直观表现为“频率树”。该“频率树”具有 3 个基本层次或 3 个频挡(8～57 Hz、57～200 Hz、200～300 Hz)。每一频挡与特定的地质周期(或动力学机制)对应，而且，不同级序地质周期表现出不同的变化关系。这种周期时值和周期形态的差异为层序动力学成因的判断提供了分析的依据。

由上述分析可见，与传统的 Fourier 变换比较，时频分析主要适应于非线性系统或线性移变系统的谱分析，因而对层序地层的地质周期分析具有较强的适应性。

2. 时频剖面的地质周期解释

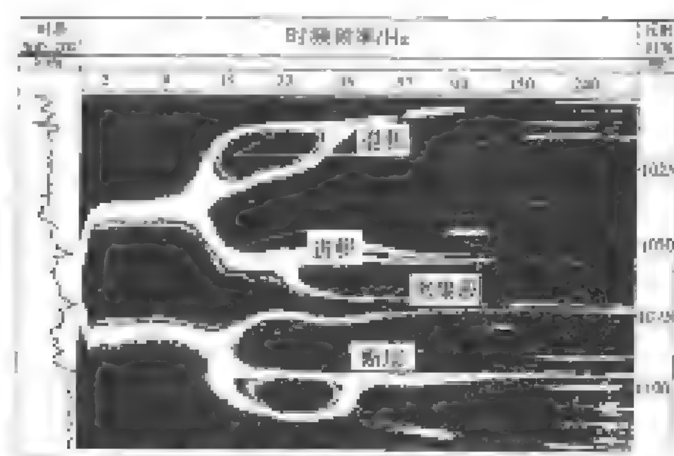


图 9-17　辽河盆地南部第三系时频特征(据张晓钉,1998)

在时频剖面中，岩层特征(厚度、岩层频度、粒度等)由时频能量谱图表征，各谱图的时频频率的大小与地层厚度成反比，谱图的强度与沉积岩层的速度或阻抗差成正比。

在大多数情况下，系统外营力的地质周期最终表现为层序的韵律性。根据层序地层学原理，在一个完整的海(湖)平面升降旋回中，准层序组将产生由"进积(叠积)—退积(叠积)—进积"的有序变化，这种由岩层单层厚度、粒度和岩层频度等地质参量所表征的地质律变，在同一或相邻时频频档内，表现为能量谱团的有序移动。图 9-18 中时频谱图自下而上由高频向低频的移动，反映岩层单层厚度向上增厚，岩层频度向上减小，它代表一个进积式准层序组；反之，能量谱团由低频向高频的移动则代表一个退积式准层序组。因此，通过时频能量谱图(正极性或负极性)的合理解释，可以有效地揭示层序地层的分级嵌套结构，并合理划分层序级次。

在"频率—地震反射时间"域中，密集段和区域不整合面具有易识别的时频响应。密集段因极缓慢的沉积速率和薄的岩层厚度而表现为曲线形态的迅速收敛和时频频率的急剧增加，层序周期形态呈现"Σ"型畸变；剥蚀或削截所产生的地层非正常减薄往往导致不同级序的地质周期在同一时间的偏折，周期的不完整程度与断失层位或剥蚀量有关(图 9-17)。

根据地质波动力学和层序地层学原理，层序时频旋回的解释过程主要应遵循以下原则：

① 同级解释。时频剖面由多个频档组成，每一频档内的岩层单元具有相近或相同的动力学成因。因此，为保证周期旋回解释的一致性，时频剖面中地质周期的解释必须在同一频率范围内进行。

② 同一密集段唯一。根据层序地层学原理，在一个特定的层序中可以包含多个低级序的密集段，但同级密集段唯一，这种唯一性作为应用时频剖面划分层序结构的重要原则。

根据密集段和时频谱团的旋回性分布所解释的各级层序，经特定相位点(如密集段或区域不整合面)的绝对地质年龄标定后即可求出相应外营力的地质周期时间。

3. 辽河盆地南部第三纪地质周期分析

(1) 限制性精细定年

辽河盆地第三系的发育受裂谷断裂系带式构造活动以及古气候周期的控制，纵向上形成了多套沉积层序，其中发育的火山岩系及煤层为该地区沉积层序的精细定年和周期分析提供了地质基础。

由时频周期向地质周期的转换关键在于定年。前人对该区地层年龄的确定主要依据火山岩同位素(K-Ar 法)的测龄结果，地层界限包括区域性不整合面和区域性的密集段，层序的时值间隔大约为 2.5～8.6 Ma。为了满足小周期分析的需要，在区段绝对年龄确定的基础上，依

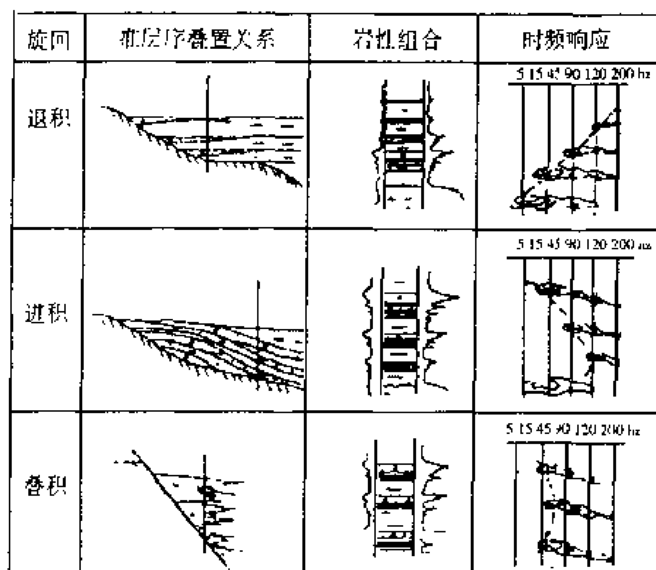


图 9-18　不同准层序叠置关系的时频特征(据张映红,1998)

据旋回及特殊岩性层在旋回中的位置进行限制性精细刻度。

在辽河盆地南部地区,可用于绝对年龄精细刻度的特殊岩性层有密集段、大煤层和火山岩层。根据前人的研究成果,在伴随火山喷发的裂陷旋回中,这 3 类岩层均具有特定的相序区间,其中火山活动幕的上下限界于密集段与区域不整合面之间,并与煤层共生。根据火山的"活动—间歇"特征,将该区第三系的火山活动划分为 6 个期幕,并据此对原地质年代表作了进一步厘定(图 9-19、表 1-2)。

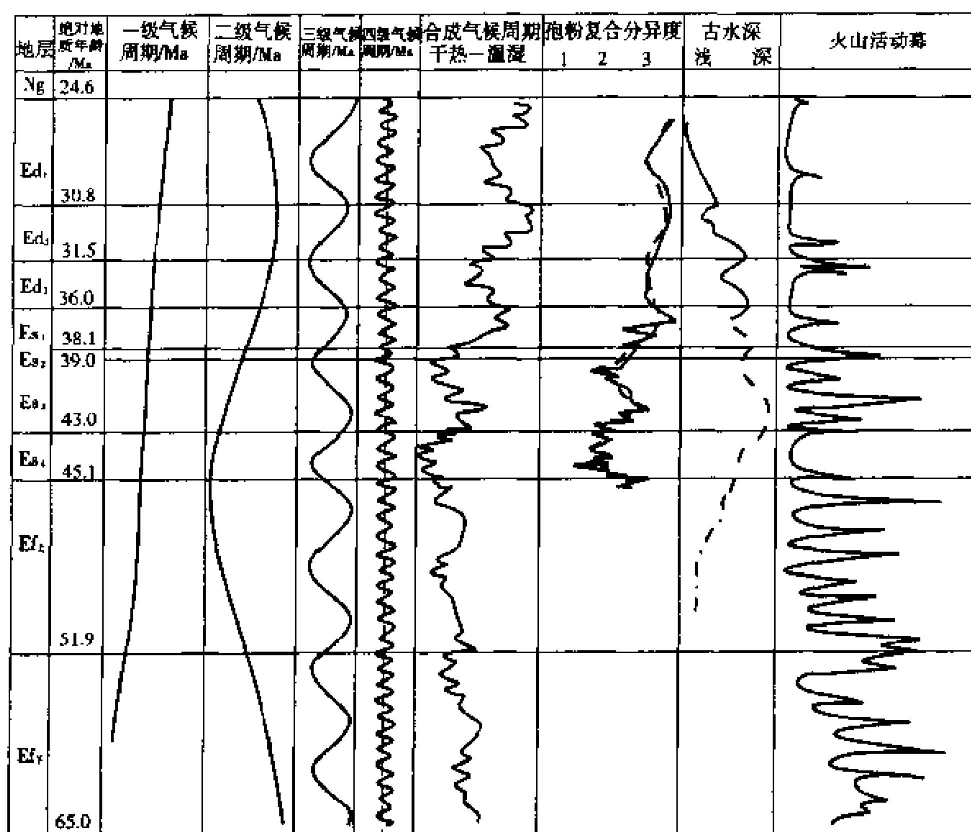


图 9-19　辽河盆地南部古构造与古气候周期对比图(据张映红,1998)

(2) 地质周期

对辽河盆地南部地区地质周期的研究主要基于测井序列的时频分析结果。为了减小断裂或河流相自旋回效应引起的周期畸变，选择层位产出较全、受断层影响较小和偏离主要物源区的 12 口井进行本区第三纪时频旋回的周期分析和转换，在这一地区识别出 5 组基本地质周期成分，即 32.2 Ma、5.93～4.53 Ma、1.94～1.48 Ma、1.19～1.06 Ma，以及 0.74～0.34 Ma。其中，前 3 组二级和三级周期同时见于 3 个二级构造带，为盆地级异地旋回；1.19～1.06 Ma 的三级周期在中央凸起具有较明显的地层响应，而 0.4～0.34 Ma 的四级周期在各构造带之间具有较大差异。

四、层序地层构型建模方法

1. 模型类型

地层学中一个长期的基本问题是解释全球海平面变化、构造沉降和沉积物供给对沉积地层记录的相对控制作用。目前，D. T. Lawrence(1993)和 C. M. Griffiths(1996)等人已建立了一个二维正演地层模型来模拟盆地沉降、海平面变化、陆源碎屑和碳酸盐沉积物供给对层序地层构型的影响。

当海平面保持不变时，沉积物供给速率的变化所形成的地层几何形态明显不同于由海平面变化所形成的地层几何形态。海平面下降和沉积物供给速率的增加将会造成顶超和海岸上超向下迁移。对于沉降型盆地来说，在全球海平面高位期之前会发生最大的海侵，在全球海平面低位期之后会发生最大海退。厚层顶积层序的保存则意味着在大规模海退期间发生了相对海平面上升。侵蚀层序边界最可能是在海平面下降速率最大期间形成的。在沉降速率较大且变化明显的沉积盆地中，沉积层序的几何形态主要受控于古水深和沉降作用，而陆架和非海相沉积物的分布却主要受控于海平面变化的速率和幅度。若海平面下降速率明显大于盆地沉降速率，则层序边界将是等时的。缓慢构造沉降盆地中的不整合的时空分布范围要大于快速沉降的盆地。海平面升降速率越慢，则在具有不同沉降历史的两个盆地之间的不整合时代差异就越大。若在两个盆地中具有相同的海平面演化历史，尽管沉积物供给速率不同，其沉积层序边界也具有等时一致性。

盆地充填的计算机模拟已越来越多地用于含油气盆地分析。计算机模拟可以是正演的，也可以是反演的。在正演模拟过程中，给定边界条件，从影响系统的主要过程开始，让模型运作一段时间并观察模型系统的变化。若过程模型和边界条件足够充分且详细，那么最终模拟结果将会在一定尺度上得到检验。建模工作者就是要确保模型不太简单也不太复杂，而能够解决所提出的问题。反演模拟就是根据目前系统的状态，去模拟该系统的初始状态和到达目前系统状态所经历的过程。不论正演模拟还是反演模拟，它们都有自己的优点和不足。众所周知，可以由一系列初始状态通过不同的路径到达现今的状态，也就是说，证明充分性是容易的，证明必要性是很难的。比如，一个向上粒度变粗的序列可以是由海退进积旋回产生的，但无法说明只有海退进积旋回才能产生向上粒度变粗的沉积序列。

尽管在盆地分析资料解释上数学反演模型已显示了其实用性，但目前更多的是应用正演模型。正演模型提供了验证反演充分性而非必要性的方法。换句话说，若将一种地震反射特征解释为低位楔状体，我们可以用一个正演模型来验证是否确实在特定的时间和位置形成碎屑岩楔状体，然而，我们无法验证低位体系域确实形成了我们所解释的楔状体。

目前，采用的正演模型包括水动力过程响应模型、扩散或势梯度模型和几何模型。水动力过程响应模型是在三维空间上，把水动力流体的基本法则应用于模拟沉积物搬运和沉积过程。

扩散或势梯度模型表明，沉积物的搬运和沉积是早已存在的沉积物表面上势梯度的函数。几何模型并不描述沉积过程，而是描述由沉积过程所形成的沉积体的几何形态。

2. 相对海平面变化与体系域几何形态

体系域几何形态受构造沉降、海平面和沉积物供给变化的控制。模拟相对海平面变化与体系域几何形态之间关系的模型假设向海方向沉降速率增加，沉积速率恒定，沉积斜坡是稳定的并且不会由于斜坡崩塌造成沉积物的过路作用。在图 9-20a 中，海平面正处于最大海泛时期，但海平面上升速率开始降低时就产生了 S 形前积几何形态。此时尽管海平面正在上升但岸线是向海进积的，除非沉积物供给非常少和沉降速率很低，否则最大海侵并不对应于最大海平面上升。当海平面达到它的最大位置并开始下降时(图 9-20b)，顶积层厚度变薄，滨线快速向海推进。层序边界形成于海平面下降速率最大的时期(图 9-20c)，此时可造成早期顶积层的侵蚀。在海平面处于低位时期(图 9-20d)，海平面下降速率降低，沉积物开始加积并上超在陆棚边缘之上。图 9-20e 表示当海平面开始上升时的情况。滨线一开始就发生进积，然后随着海平面上升速率增加而迅速向陆后退。随着大量沉积物的供给，最大的海退并不对应于盆地海平面低位时期。当海平面上升速率最大时(图 9-20f)，碎屑沉积物沉积在陆棚上倾端，整个陆棚缺乏碎屑物沉积。最后，当海平面上升到最大、海平面上升速率降低时，又开始了体系域的向海进积作用。

当基底沉降、海平面或沉积速率不发生任何变化时，被动大陆边缘向海进积的碎屑楔形体将从 S 形进积演变成 S 形加积几何形态。岸线进积得越远，随后的进积作用越难发生。

在缺乏全球海平面变化影响的沉降盆地中，沉积物的体积增加会产生进积和上倾方向的沉积物减薄。相对海平面下降会造成侵蚀性顶超和海岸上超的向下迁移。上超可由几种方式产生。在海平面不变或高速沉积物供给且海平面上升时期，过陡的斜坡会造成沉积物过路。过路的沉积物会沉积在早期不稳定斜坡之上形成视上超。在海平面下降期间，滨岸和陆棚地区沉积物的沉积空间很小，更多的沉积物过路于陆棚并上超在斜坡底面之上。相对海平面上升将会产生海岸上超。即使在一个海平面变化恒定的盆地中，构造沉降也会造成相对海平面上升。因此，海岸上超并不是单独由沉积物供给减少引起海侵所产生的。

总的来说，层序地层的模拟工作刚刚起步，还有许多问题涉及到沉积物供给、构造沉降、海平面升降以及气候等单因素和复合因素对层序边界的形成、体系域类型、准层序叠置样式、层序几何形态的影响，如何利用数学物理模型去模拟上述控制因素与层序地层几何形态等多种关系是我们今后需努力探索的工作。

五、层序地层综合研究方法

层序地层学研究就是根据地震、钻井、测井和露头资料，结合有关沉积环境和岩相特征，对地层分布形式作出综合解释。因此，从资料类型角度出发，露头、钻井、测井和地震资料的层序地层学研究是基本的层序地层学解释方法。也就是说，充分利用露头和岩心资料详尽的沉积特征、古生物组合以及层序界面特征、测井资料的垂向沉积连续性和高分辨率优势以及地震资料所反映的沉积体几何形态相互接触关系，去完整系统地划分地层层序，建立年代地层格架，重建盆地沉积发展史和盆地演化历史。

1. 露头资料的层序地层学分析

露头资料是层序地层学最直观、最真实、最详细的资料，具有钻井、测井和地震资料所不具备的高分辨率的特点，因而露头资料的层序地层学研究应该是盆地层序地层学研究的出发点。

另外，露头层序地层研究还可以借助于古生物学、岩石地球化学、同位素地质学、古地磁学，特别是沉积学的有关理论及手段，极大地丰富露头层序地层的研究内容。实际工作时，在考虑研究区露头覆盖性、不连续性以及被构造运动后期改造变形的基础上，选择那些地层出露齐全且能连续追踪、易于观察的露头，进行野外露头勘探、分层和丈量，收集层序边界、体系域和凝缩层及沉积相标志，进行高分辨率的层序地层学解释。其基本研究内容如下：

① 识别层序界面，划分层序类型。层序界面的识别标志有构造不整合面、铁质和铝质风化壳、古土壤和植物根土层、底砾岩层、深切谷及其充填物、地层接触关系、颜色和岩性的垂向变化、沉积相突然向上变浅或地层堆砌样式突然变化等。

② 从生物地层学的角度确定层序单元的年代，并努力使之与全球海平面升降曲线拟合。

③ 以岩性、岩相以及地层堆砌样式来确定各地层层序的凝缩层、体系域和准层序组的特征，运用可容空间概念进行沉积相分析，明确各层序中体系域组合特征、准层序的叠置样式以及沉积体系的时空分布。

④ 编制露头层序地层学综合分析图及不同露头的层序地层对比图，并努力建立与钻井、测井和地震层序的对应关系。

⑤ 进行露头层序的生储盖初步评价，指出较有利的生储盖组合。

当然，露头层序地层学研究也存在一定的局限性，这主要表现在地表露头的不连续性。对于大多数研究区来说，出露的沉积地层往往是有限的，加之地表的不均匀覆盖，使人们难以在三度空间上观察研究层序边界、体系域类型和准层序叠置样式以及沉积体之间的几何接触关系。例如，在盆地不同沉积部位，层序边界的特点是不同的，在盆地内部层序边界上、下地层可能是连续沉积的，单凭一两个露头确定层序边界及其类型有时是困难的，甚至是不可靠的，所以要在区域范围内进行地质填图，进行岩相古地理精细研究，只有这样才能实现层序边界的等时追踪对比。

2. 钻井、测井资料的层序地层学分析

钻井、测井资料是盆地覆盖率较高的层序地层分析资料，它主要包括系统的岩心和岩屑、各种测井资料、各种室内分析化验资料、合成地震记录、VSP 资料等。

利用测井信息分析沉积层序特征是利用钻井、测井资料进行层序地层综合研究的重要内容。在层序地层研究中，通过钻井、测井资料可以研究沉积作用对沉积物组合的控制情况。测井信息可被用来划分井孔地层剖面，确定岩层厚度，进行区域地层对比，识别岩石的主要矿物成分、孔隙度、渗透率、油气饱和度及地层的倾向和倾角、断层、沉积环境与砂体分布等（表 9-6）。常用的测井方法主要有电阻率测井、高分辨率地层倾角测井与成像测井。它们的物理基础主要来自于岩石的电性、放射性和弹性性质。不同的测井方法测量的物理量不同。因此，它们所反映的地层参数不同，对岩石类型、沉积结构、构造特征与流体性质响应的灵敏程度也有较大差异。应该指出的是，大多数测井方法都是针对孔隙流体设计的，主要用来进行地层孔隙度、渗透率和油气饱和度的计算。自然电位、声波测井、电阻率测井、自然伽马测井和密度测井等方法对矿物成分、岩石类型有较好响应。高分辨率地层倾角资料和成像测井资料对沉积结构与构造现象的显示十分清晰，可以识别层理、不整合、风化壳侵蚀面以及裂缝的存在。

测井曲线的形态是受多种地层参数控制的。曲线形态分析是岩性序列重建的重要途径。实践证明，不同沉积环境下形成的岩性序列具有不同的测井曲线形态特征。利用测井曲线形态与砂岩体沉积特征之间相互关系的知识，就能够对测井序列进行岩性和相序列的重建。测井曲线分析的主要参数有幅度、形态、接触关系、曲线光滑程度和次一级齿中线。1975 年，Allen 首先

表 9-6　测井曲线对地层参数的响应

物理基础	测井方法	测井参数名称	输出参数	相关地层参数	敏感程度			
					成分	结构	构造	流体
电磁性	电阻率	IL、LL、SFL、ML	地层视电阻率	岩石类型、孔隙度、泥质含量、矿化度、油气饱和度	4	3	3	1
	自然电位	SP	直流电压	岩性、地层渗透性、地层水矿化度、地层厚度	2	2	2	1
	井径测量	CAL	井　径	岩石类型、机械强度	3	3	4	4
	地层倾角	HDT	地层倾角	层理、不整合、构造	2	2	1	4
	电磁波	EPT	介电常数	矿物成分、结构、构造、流体	2	1	1	3
放射性	自然伽马	GR	放射强度	岩石类型、放射性物质浓度	2	2	2	4
	自然伽马能谱	NGS	地层总放射性强度	铀含量、钍含量、钾含量、伊利石含量	1	4	4	3
	中子	CNL、SNP	孔 隙 度	地层氢含量、孔隙度	4	2	4	1
	密度	LDT	体积密度	孔隙度	1	2	4	1

注：数字越大，表示敏感程度越高。

将自然电位(SP)测井曲线与微电阻率测井曲线组合在一起，提出了 5 种测井曲线组合形态的基本类型，即顶部或底部渐变型、顶部或底部突变型、振荡型、块状组合型和互层组合型。经进一步研究可以将其区分为单层形态和复合形态。单层形态是指单个砂层的测井曲线外形，主要包括柱形、钟形、漏斗形。复合形态是单层形态的组合，根据接触关系可以分为渐变型与突变型。不同的类型又可以按照曲线的光滑程度进一步区分为光滑型与锯齿型。通常用蛛网图表示岩性在不同类型测井曲线上的综合响应。根据不同曲线组合类型与蛛网图型式可以较准确地识别岩性与沉积相。

在对钻井、测井资料进行层序地层学解释时，应选择那些地层序列完整、取心井段长、室内分析资料丰富、测井序列齐全的井作为关键井，进而进行不同维数域内的层序地层分析。具体层序地层研究内容与解释方法如下：

① 进行关键井岩性序列、沉积旋回和沉积相研究，并建立岩性及其序列与电测曲线的响应关系。

② 依据风化壳、底砾岩、古土壤、生物化石的断带和岩性、沉积相的垂向突变以及地层产状的不一致性确定层序边界，并进行多井层序边界对比，通过古生物组合和同位素测年等方法，确定层序的年代，建立盆地覆盖区年代地层框架。

③ 层序地层分析的关键在于不同级别界面的识别。利用测井信息能够识别具有等时地层格架特征的不整合面、海泛面与侵蚀面。在识别确定层序边界的基础上，识别最大海泛面或湖泛面，确定体系域类型。最大海泛面往往是由较深水环境下沉积的、质纯色暗的、富含有机质和古生物化石的、广泛分布的薄层沉积物组成的。据此可将海侵体系域与高位体系域区分开来。然后再根据准层序组的叠置样式和初次海泛面的位置来确定低位、海侵和高位体系域。

④ 通过测井资料的时频分析，确定层序旋回周期的规律，探讨形成层序的主控因素。

⑤ 建立测井—地质岩相知识库。不同的岩性和流体性质将导致不同的测井响应。首先要建立完整的测井—地质岩相资料库，实现地质资料与测井资料的沟通。岩石类型与测井曲线特征间的关系是正确进行层序地层分析的基础。测井—地质岩相知识库提供了在测井曲线上识

别岩石类型、准层序组的叠置样式、古水流流向以及砂体的展布方向的基本准则。

⑥ 识别关键井岩相序列。通过测井曲线与标准岩性库的比较分析可以有效地识别岩性。单井分析能够建立由下至上的垂向岩相序列。测井曲线上由细变粗的特征可以作为准层序的识别标志。关键井一般为取心井,应利用岩心资料对测井解释的岩相进行标定。

⑦ 建立多井关键对比沉积层序剖面。一般来说,沿主要三角洲沉积中心和三角洲间地区建立沉积倾向剖面;沿各条倾向剖面中部,建立沉积走向剖面。沉积走向剖面的选择应尽量避开冲积扇、河流相和大陆坡、盆地平原相,而以砂泥比适中的三角洲前缘相和陆棚相为好。

⑧ 通过沉积环境和古气候详细分析,编绘单井和多井层序地层综合分析图以及以层序或体系域为作图单元的地层等厚图、沉积相图,为确定有利的烃源岩、储集层和盖层分布区作准备。

⑨ 建立岩性序列、沉积相类型、层序和体系域与地震反射之间的响应关系,为地震资料的层序地层分析作好准备。

⑩ 预测有利的烃源岩、储集层和盖层的分布。层序地层不同单元的平面分布对盆地分析具有重要意义。可以根据层序地层的体系域分布特征,预测油气的垂向组合。特别是在湖相盆地中,确定与最大洪水面相伴随的湖相泥岩区域的连续性与各项生油指标有着十分重要的意义。因为这些湖相泥岩是最主要的区域盖层和生油岩。另一方面,就是根据体系域的分布,预测油气聚集带。最后根据解释的沉积体系预测油气圈闭类型。

尽管测井信息的分辨率远远高于地震资料的分辨率,但测井资料的层序和体系域划分往往是岩性地层的划分对比,有时存在明显的穿时现象。因此,我们应了解测井信息在进行层序地层分析中的不足。① 即使与岩心资料分析相结合,沉积环境和体系域的测井分析方法也不是一个完全可靠的方法。② 不要期望每口钻井、测井资料中都能够发现每个体系域。体系域通常是局部分布的,不同体系域沉积面积存在着差异。③ 不要期望每口井中均能找到层序边界,有时层序边界可能与海泛面相一致。④ 与层序边界响应相似的测井曲线突变可能是由于断层、滑塌、河道底界面造成的。⑤ 尽管最大海泛面及其凝缩层是良好的对比标志,但其测井响应有时是不清楚的,所以难以对比以最大海泛面为边界的层序单元。⑥ 尽管在两口相距很远的井中可以识别层序边界,但是若出现高频层序,则这两口井中的层序边界可能不是同一个层序边界。⑦ 尽管在测井资料上可以识别进积、退积等沉积序列,但若不能确定层序边界,也难以确定该沉积层序的体系域类型。

很显然,只有将钻井、测井资料与生物地层、同位素测年资料以及地震资料结合起来,才能建立高分辨率的年代地层层序格架。

3. 地震资料的层序地层学分析

地震资料的地层学和沉积相研究是地震地层学和层序地层学研究的重要方面。地震资料以其覆盖面积大、能反映地层相互接触关系和沉积体宏观的三维形态及其接触关系为其显著特征。虽然地震资料的垂向分辨率不如露头、钻井和测井资料,但是其连续的地震反射具有相对年代地层意义,这为我们建立盆地范围内的年代地层框架提供了良好的基础。在利用地震资料进行层序地层学研究时,一定要选择来自同一采集系统、同一处理系统的地震剖面,选择那些地层发育齐全、构造简单、地震反射清楚且能反映全区地质面貌的地震剖面,建立地震测网。地震资料的层序地层综合研究主要包括以下内容和方法:

① 根据削蚀、顶超、下超和上超等地震反射终止关系,考虑露头、钻井和测井层序划分方案,对地震资料进行地震层序划分,进而利用合成地震记录、VSP、古生物和同位素测年资料对

地震层序进行年代地层标定，并建立露头、钻井、测井层序和地震层序的一致关系。

② 根据初次和最大海泛面的位置以及上超点的迁移规律、地震反射形态，区分低位、海侵和高位体系域，并努力在全区追踪闭合。

③ 以层序或体系域为作图单元，研究地层厚度的展布特征、地震相类型及其分布规律。

④ 利用地震层速度或声波层速度制作砂泥岩量板，求得不同层序、体系域中的砂泥岩百分含量或确定砂岩相对富集区。

⑤ 以关键井岩心相分析为依据，考虑盆地结构和古地形特征，消除地震相解释的陷井，有机地将地震相转换为沉积相并进行沉积环境解释。

⑥ 依据地震反射顶超点和上超点的迁移特征，制作海平面相对升降变化曲线，结合盆地构造沉降速率、古气候、沉积相类型和沉积速率等方面的研究成果，探讨层序构型的主控因素，确定层序周期。

⑦ 结合露头、钻井和测井层序地层学研究成果，建立具有年代地层意义的层序地层格架和反映层序主控因素的层序地层样式，加强露头、钻井、测井资料与地震资料之间的层序地层对比研究并尽可能地进行层序地层的计算机模拟，以明确层序地层主控因素的作用。进而确定层序与生储盖层、非构造圈闭之间的关系，总结成藏特点和油气藏分布规律，指出有利的油气勘探区带，提供油气勘探部署意见，提高油气勘探以及开发的经济效益。

结　　语

层序地层学是在地震地层学不断完善的基础上发展起来的一门地层学分支学科，它非常强调综合利用多种资料对盆地充填物进行等时年代地层格架划分，进而研究各等时地层格架内沉积成因单元的地层叠置样式和几何形态，指出有利于发育生油层、储集层、盖层和地层圈闭的地区，为寻找沉积矿产资源指明方向。实践业已证明，无论是海相层序地层学研究，还是陆相层序地层学研究，尽管还有许多需要深入探讨和争论的问题，但层序地层学的研究成果的确已在勘察沉积矿产资源、开拓人们的思路和推动地质学科进展诸方面发挥了十分积极的作用。

中国是个沉积矿产资源极为丰富的国家，沉积矿产资源的分布与地层的几何形态、地层叠置样式具有密切的联系。故在今后的层序地层学研究中，我们应充分考虑中国的盆地类型及其特征、盆地充填物的序列特征，积极开展不同类型盆地的层序地层学工作。

① 加强中国中西部古生界和南方中古生界海相盆地，特别是碳酸盐岩盆地的层序地层学研究，建立不同盆地构造背景下的海相层序地层样式和海平面升降曲线，提高全球海平面变化曲线的准确性，并为盆地耦合关系研究提供地质基础。

② 在明确海相层序地层学理论体系能够应用于陆相盆地层序地层学研究的基础上，对中国的断陷和坳陷盆地、近海和内陆盆地、碎屑岩和蒸发岩及煤系地层充填的盆地、潮湿和干旱气候带的盆地等许多不同的盆地类型进行层序地层以及体系域类型、准层序叠置样式研究，建立相应的层序地层学模式，恢复能够用于相互对比的基准面变化曲线或湖平面升降变化曲线。

③ 努力建立以层序地层思想为指导的全国统一的年代地层表，并以不同级别的层序为单元，开展大比例尺、高精度的岩相古地理研究，建立不同类型盆地的沉积体系分布模式和地层圈闭分布模式，以提高有效储集体和地层圈闭的预测能力。

④ 在开展油气勘探阶段的层序地层学工作的同时，积极推进油气开发阶段高分辨率层序地层学的研究，结合油藏描述、沉积储层评价，开展高分辨率层序地层模拟和工作站解释等一系列工作，使层序地层学研究走向准确、定量化的轨道。

⑤ 在充分认识到构造活动和气候作用对层序形成和发育的控制作用的基础上（特别是陆相沉积盆地），深入讨论不同类型盆地、同一类型盆地不同构造单元的层序地层构型主控因素，指出不同级别层序周期的嵌套和耦合特征，确定不同周期频率的层序地层与生储盖组合和地层圈闭之间的良好对应关系，以确定有利勘探靶区，提高油气勘探和开发成功率。

总之，可以深信，通过中国广大地学工作者的努力奋斗、刻苦攻关、不断创新、积极交流，中国的海陆相层序地层学研究必将取得丰硕的成果，并步入世界层序地层学研究的领先行列。

参考文献

[1] 王宜林编.第五届全国沉积学及岩相古地理学学术会议论文集.乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1997

[2] 王英华等编.沉积学及岩相古地理学新进展.北京:石油工业出版社,1995

[3] 朱筱敏编著.含油气断陷湖盆盆地分析.北京:石油工业出版社,1995

[4] 朱筱敏等.东濮凹陷东南部下第三系层序地层学研究.见:史训和等编,石油勘探新进展国际研讨会论文集.北京:地质出版社,1995

[5] 朱筱敏.碳酸盐岩层序地层学与江苏中古生界油气勘探.小型油气藏,1997(2)

[6] 朱筱敏著.层序地层学原理及应用.北京:石油工业出版社,1998

[7] 朱筱敏,姚逢昌等编.北京石油学会第二届青年学术年会论文集.北京:石油工业出版社,1998

[8] 纪友亮等.陆相断陷湖盆层序地层学.北京:石油工业出版社,1996

[9] 池英柳等.陆相断陷盆地层序成因初探.石油学报,1996(3)

[10] 吴崇筠,薛叔浩等.陆相含油气盆地沉积学.北京:石油工业出版社,1992

[11] 吴因业.陆相盆地层序地层学分析方法与实践.石油勘探与开发,1997(5)

[12] 宋建国等.中国东部中生代盆地分析和含油气系统.北京:石油工业出版社,1997

[13] 张振生等.冀中坳陷陆相地层层序地层学的应用.石油学报,1997(2)

[14] J.B.Sangree 等著,张宏逵等译.应用层序地层学.山东:石油大学出版社,1991

[15] 顾家裕等编.层序地层学及其在油气勘探开发中的应用.北京:石油工业出版社,1997

[16] 顾家裕主编.塔里木盆地沉积层序特征及其演化.北京:石油工业出版社,1996

[17] 顾家裕.陆相层序地层学格架概念及模式.石油勘探与开发,1995(4)

[18] 胡见义等.中国陆相石油地质理论基础.北京:石油工业出版社,1996

[19] N·P·詹姆斯等著,胡文海等译.古岩溶.北京:石油工业出版社,1992

[20] 郝属民等主编.鄂尔多斯盆地北部古生代岩溶及有利油气勘探区块预测.中国岩溶,1994(2)

[21] 钱奕中等.层序地层学理论和研究方法.成都:四川科学技术出版社,1994

[22] C·K·威尔格斯等编,徐怀大等译.层序地层学原理.北京:石油工业出版社,1993

[23] 徐怀大.寻找非构造油气藏的新思路.勘探家,1996(1)

[24] 徐怀大.层序地层学的重要意义与发展前景.石油勘探新进展国际研讨会论文集.北京:地质出版社,1995

[25] 梅志超等.层序地层学.西安:西北工业大学出版社,1993

[26] 蒋录全.层序地层学研究新进展及其在中国含油气盆地中的应用.南方油气地质,1995(4)

[27] 熊继辉等编著.层序地层学及其在塔里木盆地石炭系研究中的应用.北京:石油工业出版社,1996

[28] 解习农等. 陆相盆地幕式构造旋回与层序构成. 地球科学,中国地质大学学报,1996(1)
[29] 解习农等. 陆相盆地层序地层研究特点. 地质科技情报,1993(1)
[30] 魏魁生. 非海相层序地层学——以松辽盆地为例. 北京:地质出版社,1996
[31] 魏魁生等. 松辽盆地白垩系高分辨率层序地层格架. 石油与天然气地质,1997(1)
[32] 魏魁生,徐怀大. 华北典型箕状断陷盆地层序地层学模式及其与油气赋存关系. 地球科学,1993(2)
[33] 薛良清. 层序地层学研究现状、方法与前景. 石油勘探与开发,1995(5)
[34] 张映红,朱筱敏等. 陆相层序地层地质周期研究的时频分析方法. 长春科技大学学报,1998(4)
[35] 陈方鸿,王贵文. 塔里木盆地塔中地区志留系测井层序地层学研究. 沉积学报,1999(1)
[36] 贾进华. 前陆盆地层序地层学研究简介. 地质科技情报,1995(1)
[37] 贾建雄等,碳酸盐斜坡沉积层序地层研究. 石油实验地质,1999(2)
[38] 林禾子,张金亮主编. 陆相储层沉积学进展. 北京:石油工业出版社,1996
[39] 邓宏文等. 层序地层基准面的识别、对比技术及应用. 石油与天然气地质,1996(3)
[40] 邓宏文. 美国层序地层研究中的新学派——高分辨率层序地层学,石油与天然气地质,1995(6)
[41] 吴瑞棠等. 现代地层学. 武汉:中国地质大学出版社,1989
[42] 姜衍文等著. 全球地质学导论. 西安:西北大学出版社,1995
[43] Allen G. P. & Posamentier H. W.. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley-fill ;the Gironde Estuary , France ,J. Sediment. Petrol . 1993, pp378～391 .
[44] Craig D. H.. Caves and other features of Permian karst in San Andres dolomite , Yates field reservoir , west Texas . In :Paleokarst (ed . by N. P . James & P. W. Choquette). Springer Verlag ,New York ,1988,pp 342～363
[45] Creaney S. & Passey Q. R.. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. AAPG , 1993,pp386～401
[46] Dingus W. F. & Galloway W. E.. Morphology paleogeographic setting and origin of the Middle Wilcox Yoakum Canyon, Texas coastal plain . AAPG , 1990, pp1055～1076
[47] Dott R. H. Jr.. Introduction to the ups and downs of eustasy . In: Eustasy: The ups and downs of a major geological concept ,Geol . Soc. Am. Mem,1992 , pp1～16
[48] Dott R. H. Jr.. T. C. Chamberlin's hypothesis of diastrophic control of worldwide changes of sea level ;a precursor of a major geological concept, Geol . Soc . Am. Mem . , 1992,pp31～41
[49] Driscoll N. W. , Weissel J. K. ,Karner G. D. &Mountain G. S.. Stratigraphic response of a carbonate platform to relative sea level changes : Broken Ridge ,

southeast Indian Ocean . Bul . Am. Petro. Geol. , 1991, pp808~831

[50] Emery D.. Sequence Stratigraphy, Blackwell Science ,1997

[51] Eschard R.. Geometry and dynamics of depositional sequences in a deltaic system, Middle Jurassic ,Cleveland basin , UK. Unpubl . Ph. D Thesis ,University of Strasbourg, 1989

[52] Eyles C. H. & Walker R. G.. Geometry and facies characteristics of stacked shallow marine sandier~upwards sequences in the Cardium Formation at Willesdern Green , Alberta. In: Sequences, Stratigraphy ,Sedimentology : Surface and subsurface (ed. by D. A. Leckie). Canadian Society of Petroleum Geologist , Calgary , Memoir 15, 1988, pp85~96

[53] Frazier D. E.. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework on the north—western portion of the Gulf basin, Bureau of Economic Geology Geological Circular 74~1, Univ of Texas at Austin, 1974

[54] Galloway W. E.. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis :architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. AAPG, 1989, pp125~142

[55] Goldhammer R. K. ,Dunn P. A. & Hardie L. A.. High frequency glacio—eustatic sea level oscilations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic cyclic platform carbonates, northern Italy . Am. J. Sci. ,1987, pp853~892

[56] Goldhammer R. K. ,Dunn P. A. & Hardie L. A.. Depositional cycles, composite sea level changes ,cycle stratigraphi forcing :examples from platform carbonates of the Alpine Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. ,1990, pp535~562

[57] Goldhammer R. K. ,Lehmann P. J. & Dunn P. A.. The origin of frequency platform carbonate cycles and third~order sequences(Lower Ordovician EL Paso GP. ,West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modelling. J. Sediment . Petrol. ,1993, pp318~359

[58] Haq B. U. ,Hardenbol J. & Vail P. R.. Chronology of fluctuating sea—levels since the Triassic . Science, 1987, pp1153~1165

[59] Hubbard R. J.. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins. Am. Assoc. Petro. Geol. Bull. ,1988, pp49~72

[60] Hunt D. &Tucker M. E.. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract deposition during baselevel fall. Sediment. Geol. ,1992, pp1~9

[61] Koltermann C. E. &Gorelick S. M.. Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits. Science, 1992, pp1775~1782

[62] Koss J. E. , Ethridge F. G. & Schumm S. A.. An experimental study of the effects of base—level change on fluvial ,coastal plain and shelf systems. J. Sediment. Petrol. 1994, pp90~98

[63] Leckie D. A.. Canterbury Plains, New Zealand—implications for sequence stratigraphic models. AAPG, 1994, pp1240~1256

[64] Locks R. G.. Carbonate Sequence Stratigraphy. AAPG Memoir, 57, 1993

[65] Mitchum R. M. Jr. & Van Wagoner J. C.. High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequence cycles. Sediment. Geol. ,1991,pp135～144

[66] Miall A. D.. Exxon global ceycle chart: an event for every occasion? Geology,1992, pp787～790

[67] Oschmann W.. Kimmeridge Clay sedimentation—a new cyclic model. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. ,1988,pp217～251

[68] Posamentier H. W. et. al.. Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. AAPG,1992,pp1687～1709

[69] Posamentier H. W. &Allen G. P.. Siliciclastic sequence stragraphic patterns in foreland ramp type basins. Geology,1993,pp455～458

[70] Posamentier H. W.. Variability of sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. Sedimentary Geology,1993,pp91～109

[71] Reynolds A. D.. Sequence stratigraphy from core and wireline log data : Viking Formation ,Albian South Central Alberta. Marine Petrol. Geol. Bull. ,1994,pp258～282

[72] Schlager W.. Accommodation and supply—a control on stratigraphic sequences, Sedimentary Geology. 1993,pp111～136

[73] Shanley K. W.. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy—an example from the Kaiparowits Plateau,Utah. Geology,1991,pp742～745

[74] Simmons M. D. & Willisms C. L.. Sequence stratigraphy and eustatic sea—level change: the role of micropalaeontology. J. Micropalaeontol. ,1992,pp112～116

[75] Sloss L. L.. Integrated facies analysis. Geol. Soc. Am. Bull,1949,pp91～124

[76] Sloss L. L.. Sequence in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Am. Bull,1963,pp93～114

[77] Sloss L. L.. Forty years of sequence stratigraphy. Geol. Soc. Am. Bull,1988, pp1661～166

[78] Taylor A. M. &Gawthorpe R. L.. Application of sequence stratigraphy and trace fossil analysis to reservoir to description :examples from the Jurassic of the North Sea. In: Petroleum Geology of Northwest Europe (ed. by J. R. Parker). Geol. Soc. Lond. 1993,pp317～336

[79] Tucker M. E.. Sequence stratigraphy of carbonate—evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein)of northeast England and adjoining North Sea . J. Geol. Soc. Lond. ,148,1019～1036

[80] Wagoner Van et. al.. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high—resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploratiom Series, No. 7,1990

[81] Wagoner Van. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: Terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. AAPG Memoir 64,1995

[82] Walker R. G.. Facies modelling and sequence stratigraphy. J. Sediment. Petrol., 1990, pp 777～786

[83] Walker R. G. &James N. P.. Facies Models: Response to Sea Level Change. Geoscience Canada, 1992, pp. 239～263

[84] Weimer P.. Sequence stratigraphy, facies geometry, and depositional history of Mississippi fan, Gulf of Mexico. AAPG, 1990, pp415～453

[85] Wheeler H. E.. Baselevel, lithosphere surface and time—stratigraphy. Bull. Geol. Soc. America, 1964, P599～610

[86] Xue Liangqing. Sequence stratigraphic and depositional framework of the paleocene Lower wilcox strata, Northwest Gulf of Mexico Basin. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 1993, pp453～464

[87] Xue Liangqing and Galloway W. E.. Genetic sequence stratigraphic framework, depositional style, and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Fomations in the Songliao basin, northeastern China. AAPG, 1993, pp1792～1808

[88] Zhu Xiaomin. Paleozoic sequence stratigraphy of the Tarim basin. Progress in Geology of China. China Ocean Press, 1996